



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

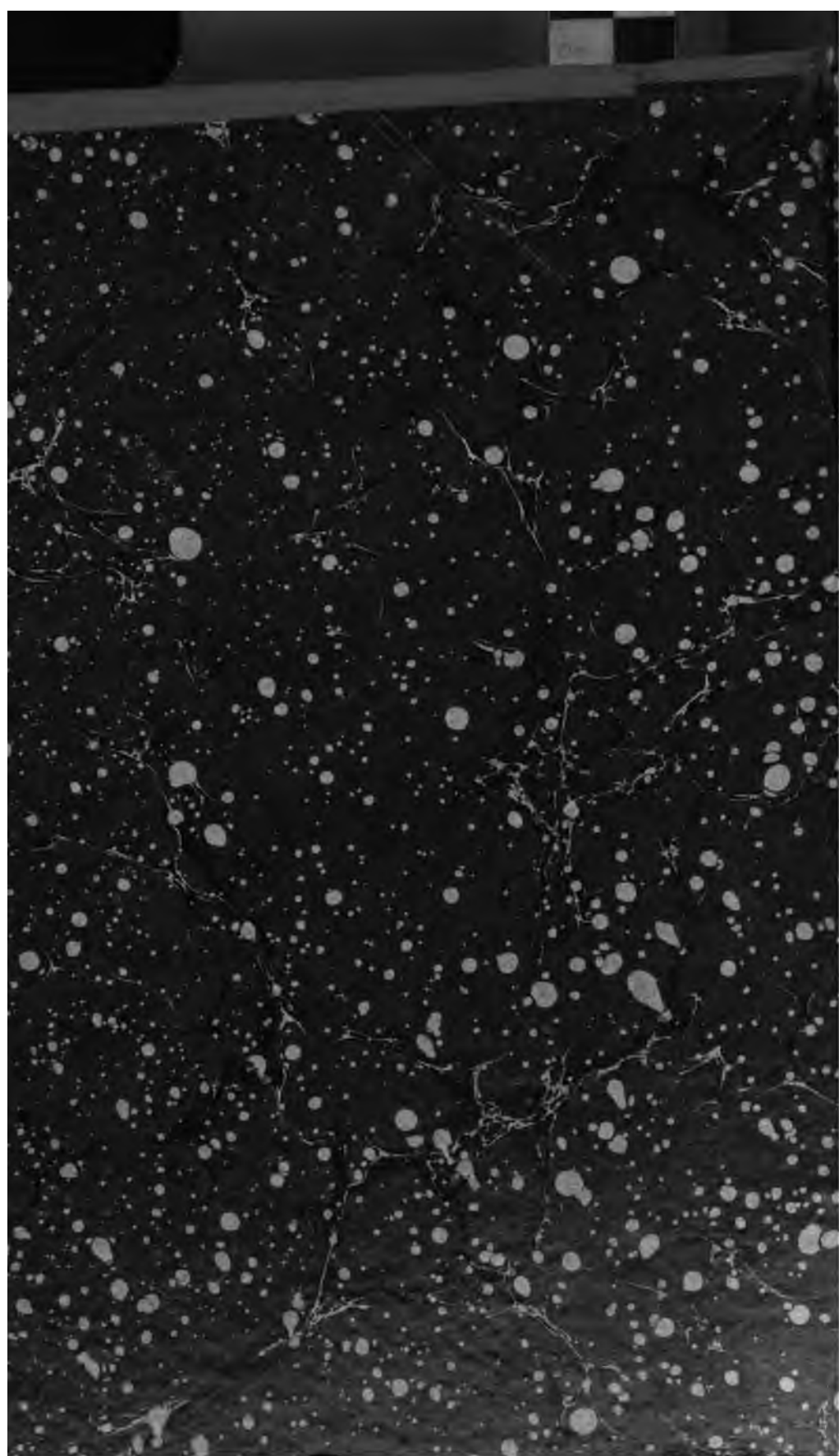
We also ask that you:

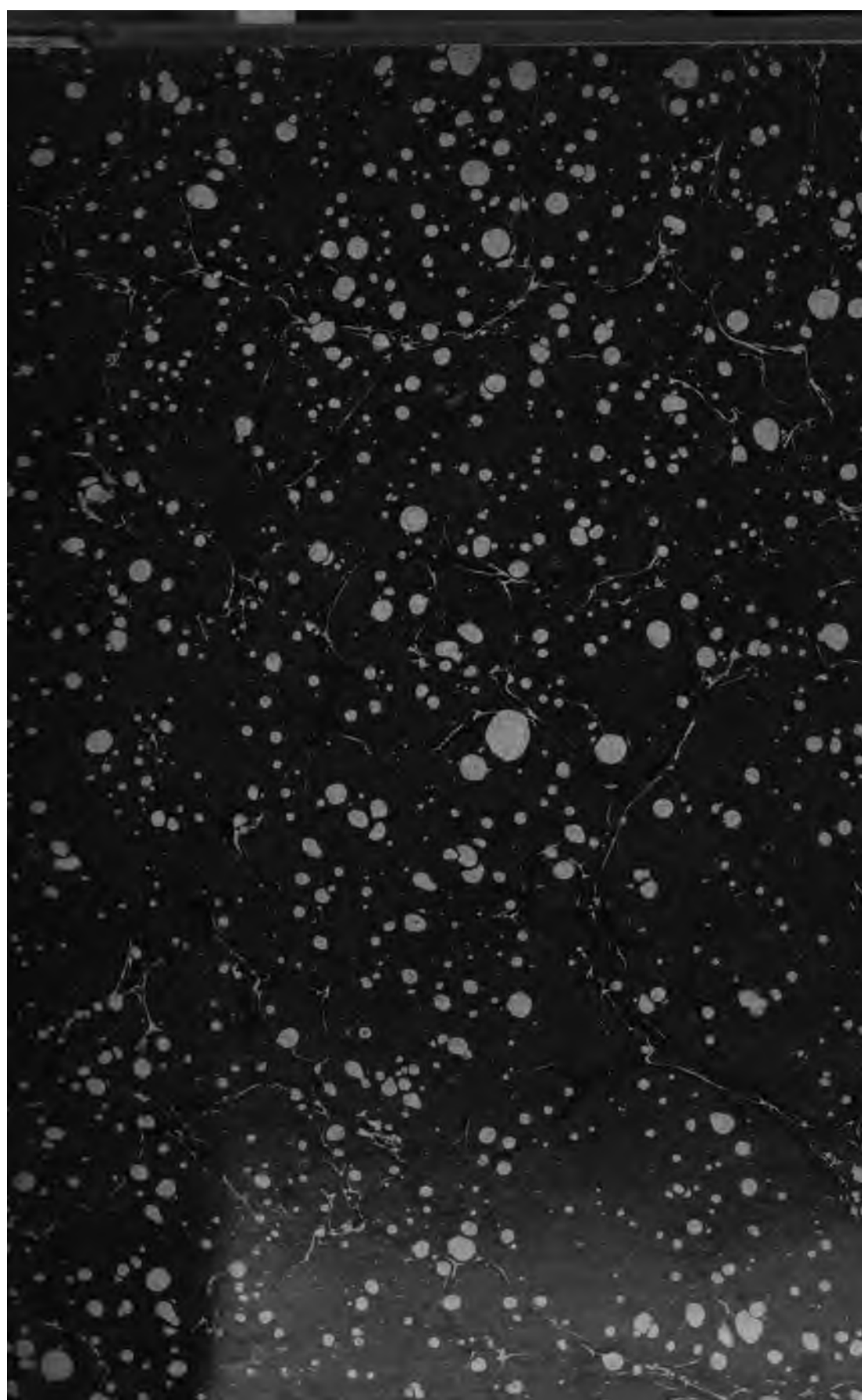
- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>







0000

u 69

Vol. IV: Part 1.

1898.



BULLETIN

OF

THE GEOLOGICAL INSTITUTION

OF

THE UNIVERSITY OF UPSALA.

EDITED

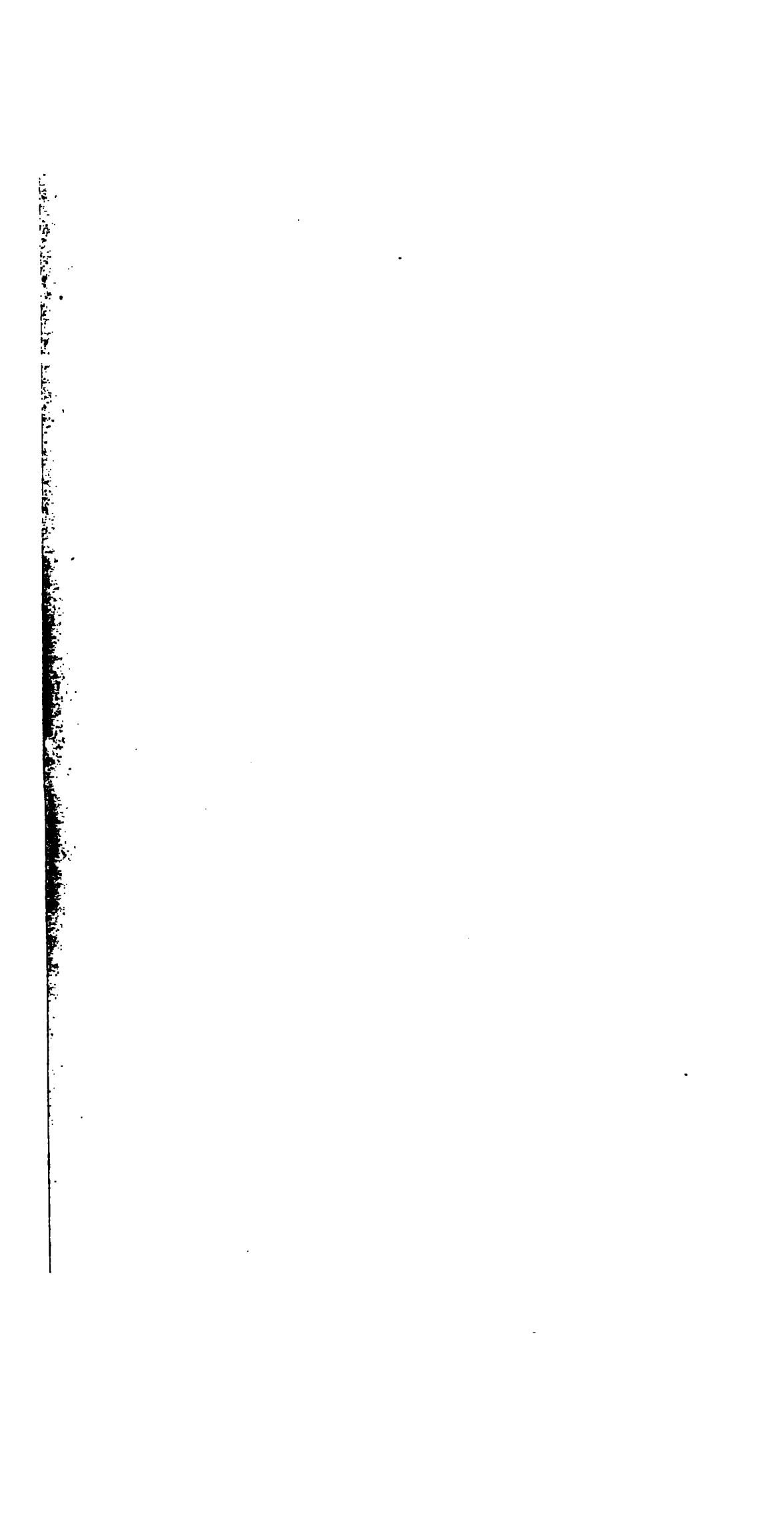
BY

HJ. SJÖGREN.



UPSALA 1899

ALMQVIST & WIKSELLS BOKTRYCKERI-AKTIEBOLAG



Vol. IV: Part 1.

1898.



BULLETIN

OF

THE GEOLOGICAL INSTITUTION

OF

THE UNIVERSITY OF UPSALA.

EDITED

BY

HJ. SJÖGREN.



UPSALA 1899
ALMQVIST & WIKSELLS BOKTRYCKERI-AKTIEBOLAG

BULLETIN
OF
THE GEOLOGICAL INSTITUTION
OF
THE UNIVERSITY OF UPSALA.

EDITED
BY
HJ. SJÖGREN.

VOL. IV.
(1898—1899.)

— ❦ —

UPSALA 1900
ALMQVIST & WIKSELLS BOKTRYCKERI-AKTIEBOLAG

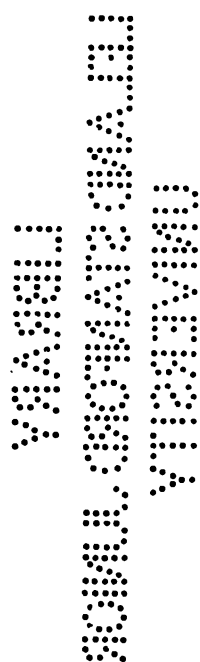


Table of Contents.

	Page.
1. BENEDICKS, CARL. Thalénit, en neues Mineral aus Österby in Dalekarlien. (Plate I.)	1
2. FLINK, GUST. Über einige seltene Mineralien aus der Gegend von Langesund in Norwegen. (Plate II.)	16
3. NORDENSKJÖLD, OTTO. Über einige Erzlagerstätten der Atacamawüste.	28
4. WESTMAN, J. Beobachtungen über die Gletscher von Sulitelma und Älmajalos. (Plate III and Map.)	45
5. ANDERSSON, J. G. et SAHLBOM, N. Sur la teneur en fluor des phosphorites suédoises	79
6. HULTH, J. M. Über einige Kalktuffe aus Westergötland. (Plate IV.)	89
The Students' Association of Natural Science, Upsala. Geological and Physico-Geographical division	125
7. WIMAN, CARL. Eine untersilurische Litoralfacies bei Locknesjön in Jemtland. (Map.)	133
8. NATHORST, A. G. Über die oberdevonische Flora (die »Ursaflores«) der Bären Insel. (Plate V and VI.)	152
9. NORDENSKJÖLD, OTTO. Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten. (Plate VII.)	157
10. SJÖGREN, HJ. A chemical investigation of some minerals from Lille Arøe and Øvre Arøe in the firth of Langesund.	227
11. GAVELIN, AXEL. On the glacial lakes in the upper part of the Ume-river-valley. (Map.)	231
12. ANDERSSON, JOH. GUNNAR. Über die Stratigraphie und Tektonik der Bären Insel (Plates VIII—X.)	243
The Students' Association of Natural Science, Upsala. Geological and Physico-Geographical division	285

Vol. IV: Part 1.

1898.

No. 7.

BULLETIN
OF
THE GEOLOGICAL INSTITUTION
OF
THE UNIVERSITY OF UPSALA.

EDITED

BY

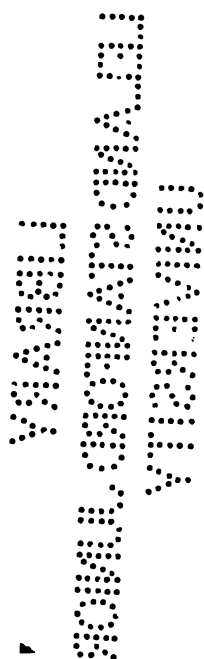
HJ. SJÖGREN.



UPSALA 1899

ALMQVIST & WIKSELLS BOKTRYCKERI-AKTIEBOLAG





I. Thalénit,
ein neues Mineral aus Österby in Dalekarlien,

von

Carl Benedicks.

(Hierzu Tafel I.)

Vorkommen und Aussehen des Minerals. Vor mehreren Jahren bekam ich durch Herrn Ingenieur C. THOLANDER, Långshyttan, einige Stücken Fluocerit aus der Quarzgrube in Österby, im Kirchspiel Stora Skedvi, Dalekarlien, welcher Fundort durch Prof. Freih. von NORDENSKIÖLD¹ 1884 bekannt gemacht wurde, und dessen Fluocerit von Herrn M. WEIBULL² näher untersucht worden ist. An einer der erhaltenen Stücken gewahrte ich die Fläche eines Krystalles, welcher sonst im Quarz eingebettet lag. Nachdem der Quarz mit Meissel und Zange vorsichtig entfernt worden, wobei der risige Zustand diese, allerdings doch sehr zeitraubende, Arbeit erleichterte, gelangte ich zum Blosslegen hauptsächlich zweier gut individualisierten Krystalle (siehe Photogr. Tafel I), deren Form keineswegs mit der von Weibull dem Fluocerit zugeschriebenen übereinstimmte. Einige andere Abweichungen, wie besonders die Härte und das spezifische Gewicht, veranlassten die nachher durch die chemische Analyse bestätigte Vermutung, dass die Krystalle einem neuen, von dem Fluocerit und anderen ganz verschiedenen Mineral angehörten, welches sich als ein Yttriumsilicat erwies. Diesem neuen Minerale gebe ich den Namen *Thalénit*, nach dem Herrn Professor T. R. THALÉN, dessen spektrographische Leistungen in der Chemie der seltenen Erden von so grosser Bedeutung sind.

Das Mineral kommt in kompakten, oft mehrere Centimeter ausgedehnten Stücken vor, welche von Gadolinit- und Allanit-Krystallen durchsetzt sind und nur gegen den Quarz durch selbständige Flächen begrenzt werden.

¹ Geol. Fören. Förh. 7: 302.

² Ibidem 8: 496, 12: 535, 20: 54.

Das Mineral ist von hell fleischrother Farbe, halbdurchsichtig, und zeigt Fettglanz. Es hat keine deutlichen Durchgänge. Freilich ist das Mineral von ziemlich regelmässigen Rissen durchzogen, da aber der umgebende Quarz dasselbe Verhalten zeigt, und die ganze Vorkommnis augenscheinlich einem starken Drucke ausgesetzt gewesen, wage ich es nicht, diese als wirkliche Durchgänge zu betrachten.

Das Mineral ritzt Glas und schwierig Orthoklas, wird aber von Quarz geritzt, also *Härte* 6.5¹. Der *Bruch* ist uneben bis splittrig. Es ist spröde und lässt sich folglich ziemlich leicht pulverisieren.

Das spezifische Gewicht wurde (durch Wägung in Benzol) an zwei verschiedenen Proben bestimmt. Die eine ergab 4.23 bei 18°, die andere 4.227².

Die *Krystalle* gehören dem monoklinen Systeme an.

N:o I (Fig. 1, Tafel I) ist ein nach dem Orthopinakoid dick tafelförmiger Krystall, welcher von der Grundpyramide und dem Grundprisma nebst dem Klinopinakoid gut begrenzt ist. Dieser ist mit 9 deutlichen Flächen der vollständigste der Krystalle; seine grösste Ausdehnung beträgt 2 cm.; er wird aber streng genommen durch zwei Individuen gebildet. Sein Gewicht ist 6.6 g.

N:o II (Fig. 3) ist nach der *c*-Axe prismatisch gestreckt, 4.5 cm. lang, aber bei näherer Betrachtung ebenfalls durch mehrere nicht streng parallel verwachsene Individuen gebildet. Bei dieser Stufe kommen die Pyramiden 3 $\bar{1}1$ und $\bar{1}31$ und das Klinodoma 0 $\bar{2}1$ hinzu. Das Gewicht (mit etwas Allanit) ist 87 g.

N:o III zeigt nur das Orthopinakoid und eine Grundpyramidenfläche aber von ziemlich guter Schärfe.

N:o IV (Fig. 2) zeigt das Orthopinakoid 100, Prisma $1\bar{1}0$ und eine Grundpyramidenfläche $1\bar{1}\bar{1}$.

N:o V zeigt 100, 110 u. $\bar{1}10$ und wurde zu Präparaten verwendet.

Die Flächen sind sämtlich matt. Ich versuchte sie durch Firnis und angeklebte Deckgläser spiegelnd zu machen, um das Reflexions-Goniometer anwenden zu können, erzielte aber damit keine besseren Ergebnisse, als mit dem Kontakt-Goniometer. Demnach führte ich die Messungen mit diesem einfacheren Instrumente aus. Im allgemeinen wurden 10 Ablesungen gemacht, so dass die Mittelzahl, trotz der sich auf einige Grade belaufenden Schwankungen der verschiedenen Werte, ziemlich genau sein dürfte.

Die beobachteten Flächen sind

$$a = 100, b = 110, c = 010, d = 11\bar{1}, e = 111, f = 021, \\ g = \bar{1}31, h = 311.$$

¹ Es sollte vielleicht 6—6.5 gesetzt werden, aber nach der Meinung des Herrn Präparator A. R. ANDERSSON, welcher die Präparate angefertigt hat, ist das Mineral *entschieden* härter als Orthoklas.

² Nach der Glühung ergab sich sp. G = 4.29.

Winkeltabelle.

g = gut zum Messen.

m = mässig »

s = schlecht »

		G e m e s s e n					Berechnet
		I	II	III	IV	V	
<i>ab</i>	100 : $\bar{1}\bar{1}0$	48° 8 <i>g</i>	48° 6 <i>g</i>	—	50° 5 <i>m</i>	50° 9 <i>s</i>	48° 7*
	100 : 110	48° 1 <i>s</i>	—	—	—	48° 9 <i>m</i>	»
<i>ac</i>	100 : 010	91° <i>s</i>	92° <i>s</i>	—	—	—	90° 0
	100 : 010	—	91° <i>s</i>	—	—	—	»
<i>ad</i>	100 : $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	73° 1 <i>g</i>	72° 7 <i>s</i>	72° 9 <i>g</i>	(70° 4 <i>s</i>)	—	73° 0*
<i>bd</i>	$\bar{1}\bar{1}0$: $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	55° 7 <i>g</i>	55° 0 <i>s</i>	—	54° 5 <i>s</i>	—	55° 7*
<i>ae</i>	100 : 111	59° 6 <i>m</i>	60° <i>s</i>	—	—	—	59° 0
	100 : $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	59° 7 <i>m</i>	—	—	—	—	»
	$\bar{1}00$: $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	59° 4 <i>g</i>	—	—	—	—	»
<i>be</i>	$\bar{1}\bar{1}0$: $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$	52° 5 <i>m</i>	—	—	—	—	51° 9
<i>ak</i>	100 : $\bar{3}\bar{1}\bar{1}$	—	35° 0 <i>m</i>	—	—	—	36° 7
<i>bk</i>	$\bar{1}\bar{1}0$: $\bar{3}\bar{1}\bar{1}$	—	40° 5	—	—	—	40° 4
<i>ef</i>	$\bar{1}\bar{1}\bar{1}$: $\bar{0}\bar{2}\bar{1}$	—	29° 5	—	—	—	30° 0
<i>eg</i>	111 : $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$	—	47° 5 <i>s</i>	—	—	—	49° 0

Hieraus ergibt sich das Axenverhältnis $a : b : c = 1.154 : 1 : 0.602$ und der Axenvinkel $\beta = 80^\circ 2$.

Dieses Axenverhältnis steht denen des Laumontits und des Augits ziemlich nahe:

Laumontit 1.1451 : 1 : 0.5906 $\beta = 68^\circ 46'$

Augit 1.0955 : 1 : 0.5904 $\beta = 74^\circ 14'$

Wie später dargethan werden wird, zeigen der Thalénit und der Laumontit auch in chemischer Hinsicht eine gewisse Analogie.

Optische Eigenschaften. Behufs Feststellens der optischen Orientierung wurde ein Schnitt senkrecht zur Prismenzone aus Krystall V angefertigt. Derselbe zeigt gar keine Spur von Axenaustritt und muss also der Axenebene ziemlich parallel sein. Ein gegen diese senkrechter, mit der Fläche *a* (100), paralleler Schnitt zeigt eine zweiaxige, optisch negative Interferenzfigur, welche in den meisten Teilen des Präparats genau symmetrisch gelegen erscheint und zur *c*-Axe senkrecht liegt. Ein Stück dieses Präparats wurde herausgenommen, und der scheinbare Axenwinkel daran in Mohnöl ($n_r = 1.4754$ $n_g = 1.4789$ $n_{gr} = 1.4824$) gemessen:

Licht: Li Na Tl
2H: 82° 9' 81° 36' 81° 4'

Ein Schnitt, parallel c (010) zeigt auch ein symmetrisches Axenbild, dessen Winkel aber weder in Mohnöl, noch in Schwefelkohlenstoff gemessen werden konnte, also der stumpfe Axenwinkel war.

Dieser Schnitt gestattete keine Messung des Auslöschungswinkels zur c -Axe, da aber im Schnitte // a das symmetrische Axenbild nur eine Schiefe von höchstens 3° erlaubt, wird durch das Gesagte die optische Orientierung klargelegt: Axenebene senkrecht zur c -Axe, spitze Bissectrix senkrecht zu a (100). Einige andere Schnitte der Krystalle I, II u. IV haben dies bestätigt, da ich aber eine Substanz mit sehr kleinem Axenwinkel, aber sonst ganz gleichem Aussehen, sowie ein deutlich verschiedenes, ein-axiges Mineral mit hoher Lichtbrechung, und ausserdem ein drittes, zwei-axiges, schwach doppelbrechendes, wahrgenommen habe, betrachte ich die optische Untersuchung noch nicht als endgültig abgeschlossen. Dazu müssen erst diese anderen Substanzen studiert werden.

Ich teile aber mit, was ich bisher noch gefunden habe.

Der Brechungsexponent wurde im Mikroskope nach der Methode des DUC DE CHAULNES bestimmt und ergab: $n = 1.7$.

Zum genaueren Feststellen der Brechungsexponenten wurden zwei geeignet orientierte Prismen angefertigt. Diese ergaben das Resultat:

Natriumlicht.

Prisma	α	β	γ
I	—	1.7389	1.7436
II	1.7312	1.7360	—
	Mittel- 1.7375		

Die Prismen gaben ziemlich scharfe Bilder, die aber zu lichtschwach waren, um in roter und grüner Beleuchtung gemessen werden zu können. Aus dem Mittelwerte $\beta = 1.7375$ berechnet sich der wirkliche Axenwinkel: $2V_{Na} = 67^\circ 35'$. Eine Dispersion der Axen scheint kaum vorzukommen.

Die Stärke der Doppelbrechung wurde auch im Mikroskope bestimmt, und zwar dadurch, dass in 3 geeigneten Schnitten die Dicke des Präparats gemessen, und damit die Höhe der Interferenzfarbe, welche sich an der gemessenen Stelle zeigte, verglichen wurde, wobei das in LÉVY & LACROIX, Les Minéraux des roches, vorkommende Doppelbrechungstableau benutzt wurde. So wurde erhalten:

		Aus Prismen- Beobachtung.
$\beta - \alpha$	0.003	0.0048
$\gamma - \beta$	0.006	0.0047
$\gamma - \alpha$	0.017	0.0124

Die in der zweiten Kolumne vorkommenden Werte sind durch Subtraktion der mit den beiden Prismen erhaltenen Brechungsexponenten gewonnen. Sehr gut ist die Übereinstimmung ja nicht, aber viel besser

konnte man sie nicht erwarten. Eine gewisse Kontrolle wird sich ja doch wohl daraus ergeben.

Die Stärke der Doppelbrechung liegt also etwa zwischen denen des Augits und des Laumontits, die Lichtbrechung ein wenig über der des Augits ($\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3} = 1.715$).

Chemische Zusammensetzung. Sämtliche Analysen sind an sorgfältig für den Zweck gewähltem Material ausgeführt, wobei besonders darauf Acht gegeben wurde, dass nur ganz frische durchsichtige Substanz genommen wurde. Die 7.5 Gramm reines Material, welche ich zu den Analysen verwendete, repräsentierten die Arbeit mehrerer Wochen. — Ein mikroskopisches Präparat dieser für die Analyse verwendete Substanz zeigte nur sehr wenig trübe Partien. Ich hatte die Gelegenheit, mich von der Homogenität des Materials zu überzeugen durch die Anwendung des Penfield'schen Apparats mit Thalliumsilbernitrat¹, welchen mir Herr Lic. MAUZELIUS gütigst zur Disposition stellte. Das Thalliumsilbernitrat ist bei $+75^{\circ}$ C. eine Flüssigkeit mit dem sp. G. 4.5, also genügend hoch um den Thalénit schwebend zu erhalten; irgend eine Zerlegung des Materials konnte aber in dieser Weise nicht bewerkstelligt werden. Einige Quarkörner wurden mit Bromoform (sp. G. 2.9) entfernt.

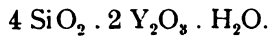
Das Mineral wird schon durch verdünnte Chlorwasserstoffsäure, unter Bildung gelatinöser Kieselsäure leicht zersetzt. Die Analysen führte ich in dem Laboratorium der hiesigen chemischen Institution aus. Ihrem Präfekte, dem Herrn Prof. P. T. CLEVE, spreche ich hiermit meinen besten Dank aus für das rege Interesse und die gute Ratgebung, welche meiner Arbeit zu Teil wurden.

Analysen von *Thalénit*. Sp. G. = 4.227. Getrocknet in Exsiccator.

	1	2	3	4	5	Mittel.	Mol. Quot.	
SiO ₂	29.49	28.76	30.00	29.80	30.21	29.88	0.4947	2.000
Y ₂ O ₃ (R ₂ O ₃ = 245.3)	63.60	63.27	63.09	63.40	63.37	63.35	0.2583	1.044
Fe ₂ O ₃	0.77	0.79	0.27	0.19	0.44	0.30	—	—
Al ₂ O ₃ + BeO			—	—	0.38	0.45	—	—
CaO	0.49	0.58	0.44	0.45	—	0.49	—	—
MgO	0.27	—	—	0.16	0.20	0.21	—	—
Na ₂ O	0.59	0.63	0.31	0.22	0.25	0.26	—	—
SnO	—	—	—	0.20	0.27	0.23	—	—
H ₂ O	2.70	1.76	1.95	1.92	—	2.08	0.1154	0.467
CO ₂	—	—	1.05	1.02	—	1.04	0.0236	—
Stickstoff, Helium u. s. w.	1.30	1.49	—	—	—	1.40	—	—
							99.69	

¹ Americ. Journal of science III: 50: 446, 1895.

Die Analysen ergeben also die empirische Formel:



Zu den Analysen habe ich folgendes zu bemerken.

Die Kieselsäurebestimmung 2 wird ausgeschlossen, da ich bei einer Überführung Verlust erhielt, ebenso werden die Natriumbestimmungen 1 und 2 nicht mitgerechnet, da sie beide sehr lange Zeit stehen blieben und unterdessen offenbar aus dem Glase Natron aufgenommen hatten.

Die Beryllerde war nicht gänzlich in Ammoniumkarbonat löslich und zeigte, mit Cobaltnitrat befeuchtet und zum Glühen gebracht, eine schöne blaue Farbe; weshalb ein Gemenge von Thonerde mit Beryllerde vorkommen muss.

Magnesia wurde von Natron getrennt durch mehrmaliges Abdunsten mit reiner Oxalsäure und schwaches Glühen, wodurch Magnesia als im Wasser unlöslich von Natron filtriert werden kann.

Die Zinnoxidulbestimmung 4 wurde an anderem Material vorgenommen. Der Zinngehalt war mir im Anfang entgangen, da Schwefelwasserstoffwasser keine Fällung bewirkt und das Zinnsulfid erst nach längerer Zeit durch Einleiten von Schwefelwasserstoff niederschlägt. Um zu wissen, ob das Zinn als Stanni- oder Stannoverbindung einging, machte ich an einer besonderen Probe von 0.55 g., welche in einer Kohlensäureatmosphäre gelöst wurde, eine Titrierung mit Permanganat. Dabei zeigte sich eine Reduktion des Permanganats entsprechend 0.28 % SnO, und ich glaube daher, dass das Zinn als Oxydul vorkommt. Freilich würde der Eisengehalt, wenn dieses als Oxydul einging, dieselbe Reduktion hervorrufen, aber es scheint mir, als spreche die sehr helle Farbe des Minerals entschieden dagegen, ganz besonders, da die längs den Rissen vorkommende etwas dunklere Farbe das Aussehen hat, als sei sie durch sekundäre Infiltration eisenoxydhaltiger Lösung entstanden. Cerverbindungen kommen im Minerale nicht vor, wie die fehlende Reaktion mit Wasserstoffsuperoxyd anzeigt. — Der Zinngehalt scheint in den Niobaten und Tantالات ein konstanter accessorischer Bestandteil zu sein, dürfte aber in Silicaten ziemlich selten vorkommen.

Das Wasser wurde durch direkte Wägung bestimmt, unter Anwendung der Penfield'schen¹ Röhre; diese waren in 1 u. 2 nicht vorher zum Glühen gebracht. Bei 100° entweicht kein Wasser; erst bei schwacher Rotglut geht es vollständig ab.

Kohlensäure wurde direkt bestimmt durch Lösung des Minerals in Chlorwasserstoffsäure und Überleiten der Kohlensäure über wasserfreies Kupfersulfat und Chlorcalcium, die Chlorwasserstoff und Wasser zurückhalten, nebst Absorption der Kohlensäure in einem Kaliapparat².

Man dürfte kaum den Kohlensäuregehalt einer beginnenden Zersetzung zuschreiben können. Ich mache darauf besonders aufmerksam, obgleich die

¹ Amer. J. of. sc. III: 48, 30.

² MAUZELIUS & WESTERBERG. Svensk Kem. Tidskr. 7: 149.

Kohlensäure in der Formel nicht zum Ausdruck gelangt (sie würde in der Formel, wie sie oben geschrieben worden, $\frac{1}{5}$ CO₂ sein), weil, wie später erwähnt wird, ein anderes Mineral, der Kainosit, dessen chemische Zusammensetzung der des Thalénits nahe kommt, in bemerkenswerthem Grade Kohlensäure enthält, was also eine besondere Verwandtschaft hervorhebt.

Das Atomgewicht der Yttererde wurde durch Sulfatüberführung von resp. 0.6, 0.7 und 0.4 Gramm bestimmt. Dabei wurde erhalten:

$$\begin{array}{rcl} R^{III} & = & 98.85 \\ & & 98.50 \\ & & 98.55 \\ \hline \text{Mittel- } R^{III} & = & 98.63 \quad \text{Dieses giebt} \\ R_2^{III}O_3 & = & 245.3 \end{array}$$

Die Yttererde ist nur ein wenig hellgelb gefärbt. Das Absorptionsspektrum wurde in einer Normallösung (1.23 g Y₂O₃ in 10 cm. Lösung) mit einer Schichtlänge von 5 cm. bestimmt.

*Absorptionsspektrum von der Yttererde aus dem Thalénit.
Neutrale Nitratlösung.*

Intensität der Absorption	λ	Nach Thalén
Schwach, breit	650	{ 651.5—654.5 Er. 647.5—651.5
Sehr schwach	640	640.4 Ho.
Band von {	580	580.8
» zu {	571.2	571.6 Di ¹ .
Äusserst schwach . .	540	540.0—541.6 Er.
» »	535	536.3 Ho.
Stark	523.8	522.5—523.5 Er.
Schwach	488	486.5—487.7 Er.
Stark, breit	452	453—449 Ho.

Da die ganze Absorption ziemlich schwach war, konnten die Einstellungen nicht besonders scharf ausfallen.

Es geht also hervor, dass neben der Yttererde Holminerde (= Sorets X), Erbinerde und (sehr untergeordnet) Didymerde vorkommen. Durch Behandlung mit Kaliumsulfat auch in sehr kleiner Lösung wird nur spurenweise eine Fällung erhalten; die Menge des Didyms ist also sehr unbedeutend.

Wie oben erwähnt, ist das Atomgewicht dieser Yttererde 98.63. Da dasjenige der reinen Yttererde 89 beträgt, das der Erbinerde 166, und da die Holminerde wahrscheinlich diesem Werte nahe kommt, würden die Beimengungen der anderen Erden nicht 6 % ausmachen; es muss

¹ Nach FORSLING, Bihang t. K. V. A. Handl. 18, I, 4 (1892).

demnach hier eine *ungewöhnlich reine Yttererde* vorliegen. — Wäre Scandium mit dem Atomgewicht 44 in nennenswerter Menge *anwesend*, wäre freilich die Möglichkeit eines grösseren Gehaltes an Erbin etc. als 6 % gegeben.

Dazu kommt noch, dass die Menge der Yttererde, 63.35 %, grösser ist, als in irgend einem andern Mineral, einige Xenotime möglicherweise ausgenommen. Es ist also der Thalénit ein eminentes Yttriummineral.

Probe der Yttererde wurde durch den Herrn Prof. CLEVE dem Herrn Prof. CROOKES übersandt, aber er hat noch nichts darüber mitgeteilt.

Wie oben gesagt, nahm ich zuerst an, das Mineral sei Fluocerit. Als ich eine Fluorbestimmung nach der OETTEL'schen Methode ausführte, wobei die Volumsvergrösserung durch das aus Fluorid, Quarz und Schwefelsäure gebildete Fluorkieselgas direkt gemessen wird, zeigte sich merkwürdigerweise eine Volumsvergrösserung, obgleich thatsächlich kein Fluor anwesend war, und zwar eine grössere, als die vorhandene Kohlensäure sie hätte verursachen können. Es war somit deutlich, dass der Thalénit bei der Behandlung mit Säuren *ein Gas* abgibt. Um dieses näher zu untersuchen, behandelte ich das Mineralpulver mit Chlorwasserstoff oder Schwefelsäure in Kohlensäureatmosphäre und erhielt dabei über konzentrierte Kalilauge eine wechselnde Menge eines Gases, das in eine GEISSLER'sche Röhre hinübergeführt ein schönes Stickstoffspektrum zeigte, aber keine besonderen Linien. Da aber bei zwei späteren Versuchen das Gas mit Sauerstoff gemengt in Eudiometerröhren gefunktelt wurde, und der Stickstoff also weggenommen war, traten die Heliumlinien 667.7, 587.6 und 504.8 (nach THALÉN) sehr deutlich hervor. Ich hatte die Gelegenheit, die Koincidenz mit einer von Herrn Doc. LANGLET dargestellten Röhre mit Helium aus dem Cleveit wahrzunehmen. Nachdem der Sauerstoff mit Pyrogallol absorbiert war, blieb indessen zu wenig Gas übrig, um dieses in eine Geissler'sche Röhre behufs näherer Beobachtung des Spektrums überführen zu können. Die Entdeckung von Helium im Thalénit ist ja seit den Untersuchungen RAMSAY's und Anderer gar nicht überraschend, da dieses Gas in einer grossen Menge von Mineralien, welche seltene Erden enthalten, vorkommt, wie zum Beispiel in Monazit, Xenotim, Thorit, Fergusonit, Samarskit, Hjelmit, Tantalit u. a.

Der in den Analysen als »Stickstoff, Helium« etc. aufgeführte Betrag ist durch Subtraktion des Wassers und der Kohlensäure vom Glühungsverlust erhalten. Der Glühungsverlust wurde zweimal bestimmt: eine Probe von etwa 1 g. gab Glühungsverlust 4.42 %; eine zweite Probe von 0.4 g. gab 4.61 %, dieses bei etwas stärkerem Gebläsefeuer. Über einem gewöhnlichen Gasbrenner war der Verlust 3.63 %. — Unter der Luftpumpe geht wahrscheinlich ein Teil des Gases ab.

Eine Analyse, welche an stark geglühter Substanz vorgenommen wurde, zeigte, dass davon 13.5 % durch Chlorwasserstoffsäure nicht zersetzt wurde.

Dem *Lötrohrfeuer* ausgesetzt wird der Thalénit weiss und undurchsichtig, schmilzt aber nicht. Er wird in der Boraxperle gelöst, in der

Phosphorsalzperle aber nicht, und teilt diesen keine Farbe mit. Im Kolben geht Wasser ab.

Verwitterung. In den Teilen der Stoffen, welche augenscheinlich den Atmosphärien ausgesetzt gewesen sind, ist das Mineral in hohem Grade verwittert, wobei die Farbe heller wird. Um zu ermitteln, welche Richtung die Zersetzung einschlägt, führte ich eine Analyse an verwittertem Materiale aus, welches grösstenteils so weich war, dass es mit Leichtigkeit von dem Nagel geritzt wurde und teilweise erdartig erschien. 2.6 g. ergaben in Benzol bei 15° das spezifische Gewicht 3.945.

Analyse 6. an *verwittertem Thalénit*.

SiO ₂	27.69
Y ₂ O ₃	58.58
Fe ₂ O ₃	1.51
Al ₂ O ₃ + BeO	0.35
CaO	2.19
MgO	0.40
Na ₂ O	1.07
SnO	0.22
H ₂ O	2.70
CO ₂	3.32
Glühungsv. — (H ₂ O + CO ₂)	2.50
	<hr/> 100.53

Es geht somit hervor, das der Thalénit bei der Verwitterung Eisen-oxyd, Kalk und Natron aufgenommen hat, aber verhältnismässig wenig Kohlensäure und Wasser. Dazu kommt noch organische Substanz, deren Anwesenheit sich verriet durch einen starken, bituminösen Geruch nebst einer schwachen alkalischen Reaktion des Wassers, welches bei der Wasserbestimmung aus dem Minerale ausgetrieben wurde.

Ich wage es nicht zu beurteilen, ob dieser Gehalt an organischer Substanz ausschliesslich sekundärer Natur ist, oder ob er auch im frischen Minerale vorkommt. Für die letztere Annahme spricht, dass bei einer Mischung einer aus frischem Minerale dargestellten Gasquantität mit dem gleichen Volumen Sauerstoff eine heftige Explosion auf den ersten durchgeleiteten Funken erfolgte, was die Anwesenheit von Kohlenwasserstoff (oder vielleicht Wasserstoff) andeutet.

Der Gehalt an Stickstoff kann ja mit der Annahme organischer Substanz übereinstimmen, sowie auch das Verschwinden der roten Farbe bei der Glühung¹.

Verwandte Mineralien und chemische Konstitution. Sieht man von

¹ Das rothe Pigment des Minerals löst sich in HCl nicht, sondern bleibt bei der abgeschiedenen Kieselsäure, diese schwach rosa färbend. Nach völliger Trocknung behält die Kieselsäure gern eine braune Farbe, welche bei der Glühung vollständig verschwindet; die Kieselsäure verflüchtigt sich nachher mit HF1 gänzlich.

denjenigen Silikaten ab, welche Eisenoxydul in bedeutender Menge oder Yttererde nur in beschränkter Masse enthalten, kommen die übrigen bekannten Yttriumsilikate einander sehr nahe. Die in der Litteratur angegebenen sind: DAMOUR's Yttriumsilikat, Kainosit, Yttrialit und Rowlandit.

Das erstgenannte, von DAMOUR 1853 im Diamantsande von Bahia gefunden, ist nicht näher untersucht oder analysiert worden, aber die Beschreibung¹ stimmt mit den Eigenschaften übriger Yttriumsilikate so gut überein, dass die Unsicherheit, ob es wirklich ein solches war, ganz wegfallen kann.

Der *Kainosit* wurde von NORDENSKIÖLD² 1886 unter Mineralien von Hitterö entdeckt und die empirische Formel $4\text{SiO}_2 + \text{CO}_2 + \text{Y}_2\text{O}_3 + 2\text{CaO} + 2\text{H}_2\text{O}$ gefunden, eine nach der Bemerkung Nordenskiölds sehr eigentümliche Zusammensetzung.

Später wurde von HJ. SJÖGREN³ ein Mineral aus Nordmarken beschrieben, dessen Zusammensetzung nach einer von MAUZELIUS an 6.66 Centigramm ausgeführten Analyse mit der des Kainosits übereinstimmt. Dieser Kainosit von Nordmarken ist rhombisch mit dem Axenverhältnis $a:b:c = 0.9517:1:0.8832$, aber dessen Identität mit dem Hitterö-Kainosit dürfte doch als noch nicht ganz sicher festgestellt zu betrachten sein, und ich halte es für unentschieden, ob dieses Mineral von Hitterö rhombisch oder, wie der Thalenit, monosymmetrisch ist; dass es zweiaxig ist, wurde von NORDENSKIÖLD gefunden.

Dem *Yttrialit*, 1889 von HIDDEN & MACKINTOSH beschrieben⁴, sollte die Formel $\text{R}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ zukommen, worin R hauptsächlich Ytter- und Thorerde ist. Dabei wird aber ca. 4% Eisenoxydul in der Analyse vernachlässigt. Wird dies nebst etwas Kalk und Bleioxyd mitgerechnet, so bekommt man die Formel $\text{Fe}^{\text{II}}\text{O} \cdot 2\text{R}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$, analog mit der des Thalenits, welche besser die Zusammensetzung des Yttrialits wiedergibt, obgleich die Übereinstimmung gar nicht gut ist. Nach GROTH, Tabellarische Übersicht. 4:e Aufl., 1898 ist seine Homogenität zweifelhaft. Nur eine Analyse ist ausgeführt.

Näher untersucht ist der *Rowlandit*, 1891 von HIDDEN entdeckt und 1893 von HILLEBRAND analysiert⁵, mit der Zusammensetzung $\text{Si}_4\text{Y}_4\text{Fe}^{\text{II}}\text{Fl}_2\text{O}_{14}$, worin ausser Yttererde noch Ceritoxyde, ausser Fe^{II} noch Mg, Mn, Ca eingehen.

Die empirischen Formeln können demnach in folgender Weise geschrieben werden:

Thalenit	$\text{H}_2\text{Y}_4\text{Si}_4\text{O}_{15}$	Zweiaxig, hellrot	Sp. G. 4.227
Yttrialit	$\text{FeY}_4\text{Si}_4\text{O}_{15}$	Isotrop, dunkelgrün	4.575
Rowlandit	$\text{FeY}_4\text{Si}_4\text{O}_{14}\text{Fl}_2$	»	4.513
Kainosit	$\text{H}_4\text{Ca}_2\text{Y}_2\text{Si}_4\text{O}_{14}\text{CO}_3$	Zweiaxig, gelb	3.413

¹ L'institut 21: 78, 1853.

² Geol. Fören. Förh. 8: 143, 1886.

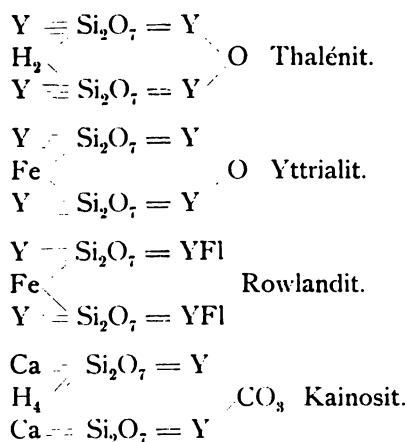
³ Ibidem 19: 54, 1897.

⁴ Amer. J. of sc. 38: 477, 1889.

⁵ Ibidem 46: 208, 1893.

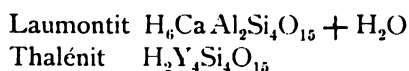
Es geht also eine bemerkenswerthe Übereinstimmung hervor: dieselbe Summe von 14 Valenzen der Metalle, 4 Silicium, 15 Sauerstoffatome, von denen in den beiden letzten Mineralien je einer ersetzt worden ist, im Rowlandit durch Fl_2 , im Kainosit durch CO_3 .

Für diese ganze Gruppe ist die Konstitutionsformel, welche schon von HILLEBRAND als die wahrscheinlichste für den Rowlandit aufgestellt wurde, anzunehmen, wobei diese selbstverständlich an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Man wird also die Strukturformeln als Derivat der Orthokieselsäure $\text{H}_6\text{Si}_2\text{O}_7$ schreiben können:

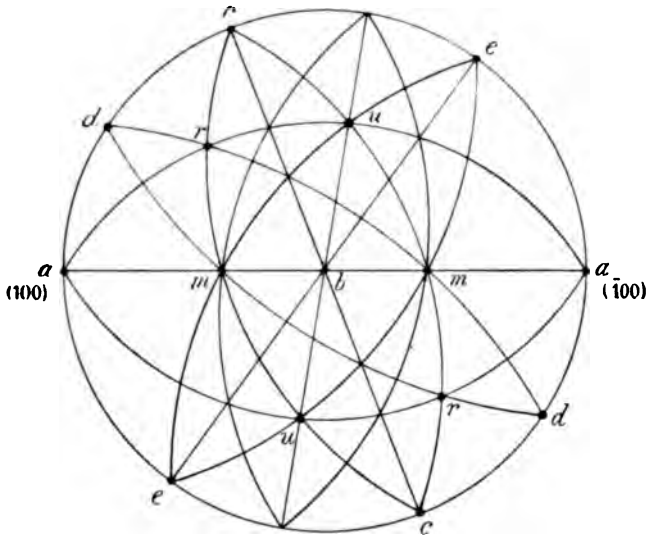


Demgemäss muss man annehmen, dass durch O, Fl_2 , CO_3 die Valenz zweier Yttriumatome heruntergedrückt wird. — Dass auch die Kohlensäure diese Funktion haben kann, geht bereits aus der Formel des *Cancrinits* hervor, da dieser nur mit jener Auffassung eine rationelle Formel erhält, und dann in völlige Übereinstimmung mit den verwandten Orthosilikaten der Nephelingruppe kommt.

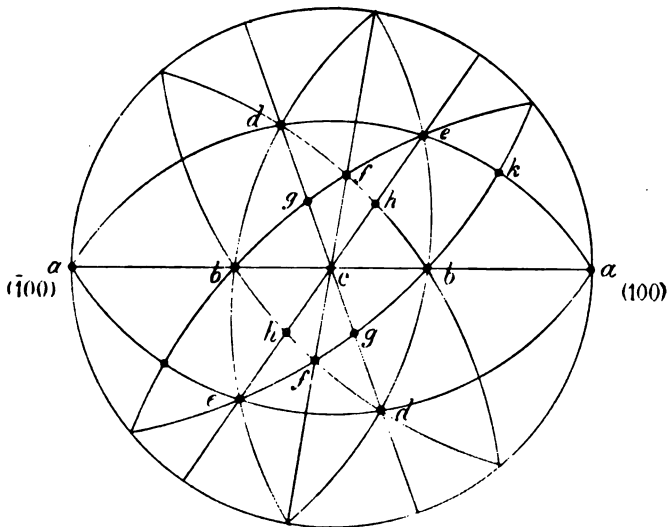
Wie oben erwähnt, giebt das Axenverhältnis des Thalénits dasjenige des Laumontits genau wieder. Es wäre deshalb nicht ohne Interesse, eine etwaige Analogie in der Zusammensetzung zu finden. Die Formel des Laumontits wird gewöhnlich geschrieben $\text{H}_4\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{14} + 2\text{H}_2\text{O}$. Dabei ist zu bemerken, dass die zwei sogenannten Krystallwassermoleküle verschiedener Natur sind, so dass das eine viel stärker gebunden ist; nimmt man daraus Anlass, ein H_2O in die Formel hineinzuschreiben, erhält man



Diese gute chemische Übereinstimmung veranlasste mich nachzusehen, ob man nicht durch geeignete Wahl der Axen eine bessere krystallographische Beziehung finden könnte. In der That, wenn man die sphärische Projektion auf 010 mit umgekehrter Stellung des einen Minerals entwirft (siehe Fig. auf der folgenden Seite), zeigt sich die genau gleiche Lage der Zonen *bc*, *be*, *bu* und *au* des Laumontits, obgleich keine Flächen, mit Ausnahme deren der Prismazone, gemeinsam sind.



Laumontit, Projektion auf 010.



Thalénit, Projektion auf 010.

Rechnet man den Krystall des Laumontits um, mit der Annahme $r = (\bar{2}11)$ statt $r = (111)$ wie gewöhnlich gesetzt wird, so gelangt man zu den Konstanten:

Laumontit $a : b : c = 1.0790 : 1 : 0.5906$. $\beta = 80^\circ 26'.6$

Thalénit (wie oben) $1.154 : 1 : 0.602$ $\beta = 80^\circ.2$

Es besteht also zwischen Laumontit und Thalénit eine gewisse Isomorphie oder, wenn man diese Benennung vorzieht, Isogonie¹. Eine nicht unbedeutende Ähnlichkeit zeigt sich in der Farbe der beiden Mineralien und in der Neigung zur Verwitterung, obgleich diese bei dem Laumontit viel stärker auftritt. Das Wasser des Laumontits geht freilich viel eher ab, aber die letzte Hälfte erst beim Rothglühen, wo das Wasser des Thalénits auch entweicht.

Zuletzt einige Worte über die Beziehungen der Mineralien dieser Thalénitgruppe zu einander. Der Thalénit und der Kainosit haben eine grosse Ähnlichkeit mit einander: helle Farbe, welche an die des Fluocerits erinnert — auch der Kainosit wurde anfangs für Fluocerit gehalten —; beide sind optisch zweiaxig. Der Yttrialit und der Rowlandit sind beide dunkelgrün und optisch isotrop, und haben beinahe dasselbe spezifische Gewicht — dasjenige des thorhaltigen Yttrialits ist etwas höher.

Es ist deutlich — oder wenigstens sehr wahrscheinlich — dass die dunklere Farbe der beiden letzteren Mineralien durch den Eisenoxyd Gehalt verursacht wird — vielleicht trägt auch ein kleiner Urangehalt dazu bei. Man kann sich fragen, ob dies nicht auch den optischen Charakter beeinflusst. Thatsächlich sind eisenoxydhaltige Silikate mit dunkler Farbe *sehr oft* isotrop oder neigen dazu, vom doppelbrechenden zum isotropen Zustand überzugehen, wie zum Beispiel der Gadolinit und der Allanit, wo beide Formen coexistieren. Was diese betrifft, hat schon A. SJÖGREN² 1877 wahrgenommen, dass die doppelbrechende Substanz im allgemeinen heller gefärbt ist, als die isotrope, eine Beobachtung, welche mit der Angabe WALFR. PETERSSON's³ im Einklang steht, dass der isotrope Gadolinit durch Glühung zu doppelbrechender Substanz *von entschieden hellerer Farbe* übergeht. Es scheint also, als ständen Färbung und innere Optik in naher Beziehung zu einander. Beispielsweise habe ich sämtliche Titanosilikate durchgesehen; von diesen enthalten 5 kein Eisenoxydul, sind heller Farbe und doppelbrechend, von den übrigen, eisenoxydulhaltigen, sind die drei von gelber Farbe *doppelbrechend*, die zwei von schwarzer Farbe *isotrop*. Dieses Verhalten scheint mir eine gewisse Aufmerksamkeit zu verdienen, weshalb ich es nicht habe gänzlich übergehen wollen.

Upsala, im November 1898.

¹ Prof. P. GROTH hat mir später gütigst privat mitgeteilt, dass nach seiner Meinung die auffallende Übereinstimmung im Axenverhältnis des Thalénits mit Laumontit zwar sehr merkwürdig, aber gewiss nicht als Isomorphie zu bezeichnen ist.

² Geol. Fören. Förh. 3: 262.

³ Ibidem 12: 343, 1890.

Erklärung der Abbildungen.

- Fig. 1. Aussehen von Krystall I.
Fig. 2. Aussehen von Krystall IV.
Fig. 3. Stück von Krystall II, in der Richtung der c -Axe gesehen.
Fig. 4. Detail eines anderen Stückes, so winzig, dass die Winkel kaum zu messen sind. Hier scheinen jedoch mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit die Flächen h (131) und i (221) vorzukommen.
Fig. 5. Die idealisierte Form von Krystall I.
Fig. 6. Die idealisierte Form des Thalénit-Krystalls in vollständiger Ausbildung.
Fig. 7. Photographie der ganzen Stufe mit den Krystallen I, II, III, ehe sie ausgesägt wurden.

Nachtrag.

Gelber Thalénit.

Bei den ersten Bestimmungen des spezifischen Gewichts des Thalénits ergaben sich Schwankungen zwischen 4.11 und 4.205, weshalb ich das Material näher examinierte. Dabei zeigte es sich, dass dieses in zwei verschiedene Substanzen zerlegt werden konnte, deren die eine mit dem höheren spezifischen Gewicht 4.23 das Material der im vorigen genannten Analysen darstellt. Die andere, etwas leichtere Substanz hat das spezifische Gewicht 4.11—4.16 und unterscheidet sich von der vorigen durch gelbe Farbe und viel grössere Durchsichtigkeit (gewisse Fragmente sind dem Topase sehr ähnlich), stärkeren Glanz, schwächere Doppelbrechung und muscheligen Bruch. Die Grenze der beiden Substanzen ist oft sehr deutlich durch einen dunkleren, rothen Rand markiert. Der gelbe Thalénit kommt in dem rothen sehr spärlich, drusenförmig eingeschlossen, vor. Bei der Behandlung des nicht ohne Schwierigkeit erhaltenen Analysenmaterials mit der Penfieldschen Lösung (siehe im vorigen) zeigte sich dieses von etwas variirendem spezifischem Gewicht, die kleine Menge erlaubte es aber nicht, nur Material mit ganz gleichem Gewicht herauszunehmen.

Folgende Analysen wurden von mir ausgeführt.

Analysen an *gelbem Thalénit*.

	1	2	Mittel
SiO ₂	30.72	31.05	30.89
Y ₂ O ₃	—	63.91	63.91
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ ? . . .	—	0.25	0.25
CaO	0.34	0.40	0.37
MgO	—	0.10	0.10
Na ₂ O	—	0.36	0.36
SnO ₂ ?	0.14	0.23	0.19
H ₂ O	—	1.54	1.54
Glühungsv. — H ₂ O . .	—	1.96	1.96
			99.57

Das Mineral enthält keine Kohlensäure.

Die Yttererde hat nach einer Bestimmung an 0.1307 g. Oxyd das Atomgewicht $R^{III} = 99.1$ ($R_2O_3 = 246.2$).

Das durch Schwefelwasserstoff gefällte Sulfid ist nicht, wie in den vorigen Analysen, hellgelb, sondern rothbraun gefärbt und wird nach der Glühung dunkel, während im vorigen Falle die Farbe völlig weiss wurde. Es scheint also unsicher, ob das Metall auch hier Zinn ist (vielleicht durch etwas Blei verunreinigt).

Aus den Analysen geht hervor, dass diese gelbe Substanz ein besonders reiner Thalénit zu sein scheint.

Der Brechungsexponent wurde mit einem Prisma zu $n = 1.713$ bestimmt.



2. Über einige seltene Mineralien aus der Gegend von Langesund in Norwegen¹

von

Gust. Flink.

(Hierzu Tafel II.)

— — —

Die vielen seltenen Mineralien, durch welche das Syenitgebiet bei Langesund in Norwegen seit langer Zeit bekannt ist, kommen daselbst in sehr ungleicher Verbreitung vor. Einige derselben trifft man mehr oder weniger reichlich an einer Menge von verschiedenen Orten in dem besagten Gebiete. Solchè sind: Leukophan, Katapleit, Wöhlerit u. s. w. Andere Mineralien dagegen, z. B. Hydrargillit, Hiortdahlit, Melanocerit u. s. w. sind je auf einen einzigen Fundort beschränkt. So war auch bis jetzt der *Eudidymit* nur von einem Fundorte, dem Weststrande der Insel Övre Arö her bekannt. Vor einigen Jahren wurde nach thoriumhaltigen Mineralien in dieser Gegend eifrig gearbeitet, und dabei wurde das genannte Mineral noch an einer zweiten Stelle gefunden, nämlich auf der Ostseite der Insel Lille Arö. Der Eudidymit von diesem neuen Fundorte weicht von demjenigen aus dem ursprünglichen Vorkommnisse etwas ab, und er ist auch von verschiedenen bemerkenswerten Mineralien begleitet, so dass der neue Fund sehr wohl die besondere Erwähnung verdienen dürfte, welche die nachstehenden Zeilen ihm widmen.

1. Eudidymit.

Dies Mineral ist an der neuen Stelle nur krystallisiert gefunden worden, und die Krystalle waren an Wände von Drusenräumen angewachsen. Von den ursprünglich gefundenen Eudidymitkrystallen sind die hier zu beschreibenden sowohl bezüglich der Grösse und des Habitus als auch der auftretenden Formen verschieden. Dagegen konnte bei Winkelmessungen an einer Anzahl von Krystallen kein Unterschied zwischen den entsprechenden Winkeln an Krystallen von den beiden Fundorten festgestellt werden. Das von BRÜGGER² berechnete Axenverhältnis

¹ Diese Abhandlung war bereits zu Beginn des Jahres 1897 niedergeschrieben.

² Zeitschrift f. Kryst. Bd. 16, s. 587.

$$a : b : c = 1.70169 : 1 : 1.107113$$

$$\beta = 86^{\circ} 14' 27''$$

ist demnach auch für die Krystalle der neuen Lokalität vollkommen gültig. Auf dieses Axenverhältnis bezogen, erhalten die an denselben beobachteten Formen (siehe Taf. II Figg. 1—4) folgende Deutung:

$$\begin{aligned} c &= \{001\} \text{ oP, } b = \{010\} \infty \bar{P} \infty, d = \{502\} - \frac{5}{2} \bar{P} \infty, u = \{335\} - \frac{3}{5} P, \\ o &= \{111\} - P, r = \{221\} - 2P, s = \{552\} - \frac{5}{2} P, y = \{45.5.18\} - \frac{5}{2} P9, \\ f &= \{\bar{1}14\} \frac{1}{4} P, g = \{\bar{3}38\} \frac{3}{8} P, h = \{\bar{5}59\} \frac{5}{9} P, v = \{\bar{3}34\} \frac{3}{4} P \text{ und} \\ t &= \{\bar{5}51\} 5P. \end{aligned}$$

Unter diesen Formen sind die nachstehenden für das Mineral neu, nämlich: r, y, f, g und h . An Krystallen von den beiden Fundorten kommen folgende Formen vor: c, b, d, u, o, v und t . Dagegen kommen bei den Krystallen von Övre Arö verschiedene Formen vor, welche an den neuen Krystallen nicht beobachtet worden sind, nämlich:

$$\begin{aligned} l &= \{310\} \infty \bar{P}3, x = \{10.0.1\} - 10\bar{P} \infty, e = \{0.10.3\} \frac{10}{3} \bar{P} \infty \text{ und} \\ g &= \{\bar{5}01\} 5\bar{P} \infty. \end{aligned}$$

Die Winkelwerte, durch welche die verschiedenen Formen bestimmt wurden, sind folgende:

	Beobachtet	Berechnet
$b : c = (010) : (001)$	$= 90^{\circ} 6'$	$90^{\circ} -$
$d : c = (502) : (001)$	$= 55^{\circ} 39'$	$55^{\circ} 35'$
$u : c = (335) : (001)$	$= 36^{\circ} 45'$	$36^{\circ} 49'$
$o : c = (111) : (001)$	$= 50^{\circ} 52'$	$50^{\circ} 50'$
$o : o = (111) : (\bar{1}\bar{1}1)$	$= 84^{\circ} 2'$	$84^{\circ} 2'$
$r : c = (221) : (001)$	$= 66^{\circ} 47'$	$66^{\circ} 55'$
$s : c = (552) : (001)$	$= 70^{\circ} 53'$	$70^{\circ} 56'$
$s : s = (552) : (5\bar{5}2)$	$= 109^{\circ} 13'$	$109^{\circ} 21'$
$s : b = (552) : (010)$	$= 35^{\circ} 45'$	$35^{\circ} 28'$
$o : b = (111) : (010)$	$= 48^{\circ} 8'$	$47^{\circ} 59'$
$y : c = (45.5.18) : (001)$	$= 56^{\circ} 9'$	$56^{\circ} 5'$
$y : y = (45.5.18) : (45.\bar{5}.18)$	$= 17^{\circ} 49'$	$17^{\circ} 50'$
$y : s = (45.5.18) : (552)$	$= 45^{\circ} 29'$	$45^{\circ} 42'$
$f : c = (\bar{1}14) : (001)$	$= 18^{\circ} 28'$	$17^{\circ} 55'$
$g : c = (\bar{3}38) : (001)$	$= 25^{\circ} 16'$	$25^{\circ} 29'$
$h : c = (\bar{5}59) : (001)$	$= 59^{\circ} 33'$	$59^{\circ} 29'$
$v : c = (\bar{3}34) : (001)$	$= 44^{\circ} 28'$	$44^{\circ} 45'$
$v : b = (\bar{3}34) : (010)$	$= 52^{\circ} 47'$	$52^{\circ} 34'$
$t : c = (\bar{5}51) : (001)$	$= 83^{\circ} 2'$	$82^{\circ} 59'$

Die Eudidymitkrystalle von Lille Arö sind bedeutend kleiner als diejenigen von Övre Arö, und ihre Dimensionen überschreiten selten $10 \times 4 \times 1$ mm. Kein einziger einfacher Krystall ist gefunden worden; alle sind Zwillinge und zwar nach den von BRÜGGER angegebenen Gesetzen gebildet.

1. Zwillingsebene = $\{001\}$ oP, Zwillingsaxe, um welche das eine Individuum 180° gedreht ist, senkrecht gegen die Zwillingsebene (primärer Zwilling);
2. Zwillingsebene senkrecht gegen die Basis und in der Zone $[001, 111]$, gegen diese Ebene ist die Zwillingsaxe senkrecht, und das eine Individuum ist um diese Axe 180° gedreht (sekundärer Zwilling).

Die primären Zwillinge bestehen indessen höchst selten aus nur zwei einfachen Individuen, sondern werden gewöhnlich von einer Menge auf einander gelegter, dünner Lamellen gebildet, so dass an den Rändern aus- und einspringende Winkel sich vielfach wiederholen.

Die sekundären Zwillinge sind gewöhnlich symmetrisch ausgebildet, wie Fig. 1 zeigt. Die beiden primären Komponenten sind in diesem Falle ungefähr gleich gross, und die Basisflächen derselben liegen in der nämlichen Ebene, wodurch die Zwillingsgrenze hier kaum bemerkbar wird. Bisweilen stellt sich die Grenze jedoch deutlich als eine Rinne (einspringender Winkel) dar, welche *immer* von Flächen *positiver* Pyramiden gebildet ist. Die Krystalle sind stets längs dieser Zwillingsgrenze der Länge nach ausgezogen und entbehren somit des rhombischen Umrisses, welcher für die früheren Eudidymitkrystalle so bezeichnend ist. Die Zwillinge sind immer mit ihrem einen Ende angewachsen gewesen. Die freien Enden und die äusseren Langseiten sind stets von Flächen der positiven Pyramiden begrenzt (Fig. 1). Die positiven Pyramiden sollten demnach auf denjenigen Langseiten auftreten, mit welchen die primären Komplexe zusammengewachsen, und auf denjenigen Enden, an welche die Zwillinge angewachsen sind. An beiden Stellen ist das Auftreten dieser Formen ausgeschlossen. Daher sind diese Zwillinge an den Rändern nur von negativen Pyramidenflächen begrenzt.

Die sekundären Zwillinge zeigen aber nicht selten eine andere, weniger symmetrische Anordnung, wie sich aus Fig. 2 ergibt. Die beiden primären Komplexe sind hier über einander gelagert und bilden eine Art von Juxtapositionszwilling. In diesem Falle können die beiden Komponenten beinahe *einfache Individuen* sein. Nur einzelne, sehr dünne Lamellen in Zwillingsposition nach dem ersten Gesetze sind hier vorhanden. An solchen Zwillingen kommen auch Flächen der positiven Pyramiden vor. Noch mehr unsymmetrisch gestalten sich die Zwillinge dadurch, dass das eine primäre Individuum gross, während das andere bis auf eine kleine Rippe eingeengt ist, welche an der mittleren Kante des grossen Individuums hervorschießt und sichtbar wird (Figg. 3, 4). Auch bei einer solchen Ausbildung der Zwillinge kommen positive pyramidale Formen vor.

Die Krystalle sind immer tafelförmig nach der Basis, und da sie dabei nach der Zone $[001, 111]$ in die Länge ausgezogen sind, entsteht die linealförmige Gestalt, wodurch sich diese Eudidymitkrystalle auf den ersten Blick von den früher bekannten unterscheiden. Die freien Enden

dieser linealförmigen Zwillinge laufen in zwei Spitzen gabelförmig aus und erinnern an die »Schwalbenschwanzformen« der Gypszwillinge.

Die Flächen der Basis sind gewöhnlich mit einer feinen Streifung versehen, welche hauptsächlich in der Nähe der Zwillingsgrenze auftritt und parallel derselben verläuft. Bisweilen kommt auch auf der nämlichen Fläche eine Streifung in der Nähe des Randes (001 : 111) und demselben parallel vor. Diese basische Streifung ist also nicht mit der monoklinen Natur des Minerals in Übereinstimmung. Die Flächen der Basis sind übrigens eben und gut spiegelnd. Die ausgezeichnete Spaltbarkeit des Minerals nach der Basis bewirkt, dass auf den genannten Flächen häufig ein schöner Perlmutterglanz sichtbar ist.

Wegen der Zwillingsbildung und des Anwachsens der Krystalle ist die Möglichkeit der Ausbildung des Klinopinakoids in den meisten Fällen ausgeschlossen. Nur an solchen unsymmetrischen Zwillingen wie Figg. 3, 4 ist diese Form vorhanden. Die Flächen derselben sind immer ausserordentlich eben und glänzend. Obwohl die primären Zwillinge häufig aus einer grossen Zahl zusammengewachsener Lamellen bestehen, kann man doch an den Flächen des Klinopinakoids keine Spur von Streifung wahrnehmen.

Das Orthodoma *d* wurde nur an einem einzigen Krystalle beobachtet und muss deshalb als äusserst selten bezeichnet werden. An besagtem Krystalle kam diese Form jedoch zu beiden Seiten des primären Zwillings vor, und die Flächen waren sehr deutlich ausgebildet.

Die Flächen der negativen Hemipyramiden sind gewöhnlich mehr oder weniger parallel ihrer Kombinationskante gegen die Basis gestreift. Bei jedem Krystalle kommen die Formen *o* und *s* vor. Die niedrige Pyramide *u* ist sehr selten und wurde nur an zwei Krystallen beobachtet. Die neue Form *r* ist nur an *einem* Krystalle wahrgenommen. Dieselbe kam auf beiden Seiten des Krystalls vor, und die Flächen waren ziemlich breit. Die zweite neue negative Form *y* (Fig. 4) ist dagegen sehr häufig, und die Flächen derselben, welche meistens klein sind, stumpfen die hervorragenden Spitzen vieler Krystalle mehr oder weniger deutlich ab.

Es wurde bereits hervorgehoben, dass die positiven pyramidalen Formen nur selten zur Entwicklung gelangt sind. Nur bei solchen unsymmetrischen Zwillingen, welche auf den Figg. 2—4 zu sehen sind, kommen solche Formen an der einen Langseite vor. Es ist niemals wahrgenommen, dass die sekundären Zwillinge mit ihren negativen Enden angewachsen sind, so dass die positiven Formen der symmetrischen sekundären Zwillinge sich hätten entwickeln können.

Unter den neuen positiven Formen ist *f* am seltensten und nur zwei Mal bestimmt wahrgenommen. Die schon erwähnte longitudinale Streifung auf den Basisflächen dürfte in den meisten Fällen von der genannten Form hervorgebracht worden sein. Die ebenfalls neuen Formen *g* und *h* kommen recht häufig bei für ihr Vorhandensein günstig ausgebildeten Zwillingen vor. Auch die früher bekannten Formen *v* und *t* sind sehr gewöhn-

lich, und die letztgenannte tritt oftmals als einspringender Winkel (Rinne) auf der kürzeren Langseite der Krystalle auf.

2. Epididymit.

Dies von mir entdeckte und beschriebene¹ Mineral war bis jetzt ausserordentlich selten. Es wurde in einer Mineraliensammlung gefunden, welche aus Süd-Grönland nach Stockholm gekommen war. Eine genaue Angabe des Fundorts dieser Mineralien war nicht erhältlich. Indessen glaubte man annehmen zu dürfen, dass sie aus dem Eläolithsyenitgebiete in der Gegend von Julianehaab stammen könnten. Dies Gebiet, welches eine recht grosse Ausdehnung besitzt, ist unter den Mineralogen als Kangerdluassuk bekannt, ein Name, der jedoch eigentlich nur einer Bucht (Fjord) zukommt, welche das genannte Gebiet durchsetzt. Die Verhältnisse ähneln hier in mancher Hinsicht sehr denjenigen von Langesund in Norwegen. Besonders ist eine Menge seltener Mineralien beiden Gegenden gemeinsam. Solche Mineralien sind: Eläolith, Aegerin, Analcim, Natrolith, Arfvedsonit (Barkevikit), Astrophyllit, Eudialyt (Eukolith), Katapleit, Melanocerit (Steenstrupin²), Sodalith und Zirkon. Da der Epididymit in dem norwegischen Gebiet gefunden ist, sollte man meinen, dass auch dies Mineral beiden Gegenden gemeinsam sei.

Durch meine Reise in Süd-Grönland im Sommer 1898³ wurde indessen festgestellt, dass die ganze Sammlung, in welcher der Epididymit gefunden wurde und also auch dies Mineral selbst, nicht aus dem Sodalithgebiete sondern von Narsasuk beim inneren Tunugdliarfikfjord stammt. Hier wurde auch von mir als grosse Seltenheit *Eudidymit* gefunden. Bei Langesund kommt der Epididymit mit dem oben beschriebenen Eudidymit zusammen vor.

Die Ausbildung der grönländischen Epididymitkrystalle war eine zweifache. In den meisten Fällen waren sie als ziemlich grosse, der Länge nach stark gestreifte Stengel ohne bestimmbare Endbegrenzung ausgebildet. Seltener kamen sie als sehr kleine, beinahe ringsum wohl ausgebildete Krystalle vor. Die Epididymitkrystalle von Langesund zeigen hauptsächlich die letztgenannte Ausbildung. Die meisten dieser Krystalle sind so klein, dass sie nur mit der Lupe wahrgenommen und von den sie begleitenden Eudidymitkrystallen unterschieden werden können. Die grössten Individuen erreichen eine Länge von 10 mm. bei verhältnismässiger Breite und Dicke, wie Fig. 5 zeigt.

Das Mineral hat zwei gegen einander senkrechte Blätterdurchgänge, welche auch parallel der Längsrichtung der Krystalle verlaufen. Der eine derselben ist ebenso deutlich wie die basische Spaltbarkeit des Eudidymits.

¹ Zeitschrift f. Kryst. Bd. 23, S. 353.

² Durch die neusten Untersuchungen (Zeitschr. f. Kryst. Bd. 29 S. 386) ist es festgestellt, dass der Steenstrupin mit dem Melanocerit nicht verwandt ist.

³ Meddelelser om Grönl. Bd. 14 sid. 223.

Die dieser deutlichsten Spaltbarkeit parallelen Flächen wurden auch beim Epididymit als Basis angenommen. Die der zweiten, etwas weniger deutlichen Spaltbarkeit parallele Fläche wurde ferner als Querpinakoid angenommen. Für die Krystalle in dieser Grundstellung wurde folgendes rhombische Axenverhältnis berechnet:

$$a : b : c = 1.7367 : 1 : 0.9274.$$

Auf dies Axenverhältnis bezogen, erhalten die bei den grönländischen Epididymitkrystallen beobachteten Formen folgende Deutung:

$$\begin{aligned} a = \{100\} \infty \bar{P} \infty, \quad b = \{010\} \infty \dot{P} \infty, \quad c = \{001\} oP, \quad m = \{110\} \infty P, \\ n = \{310\} \infty \bar{P} 3, \quad l = \{210\} \infty \bar{P} 2, \quad i = \{203\} \frac{2}{3} \bar{P} \infty, \quad h = \{304\} \frac{3}{4} \bar{P} \infty, \\ g = \{101\} \bar{P} \infty, \quad e = \{403\} \frac{4}{3} \bar{P} \infty, \quad d = \{201\} 2 \bar{P} \infty, \quad f = \{401\} 4 \bar{P} \infty \\ \text{och } p = \{221\} 2P. \end{aligned}$$

Diese Grundstellung der Krystalle wurde nur deshalb gewählt, weil die verschiedenen Formen in nach derselben ausgeführten Zeichnungen besser hervortreten. Wie jedoch C. HINTZE¹ bemerkt hat, ist dieser Grund ziemlich bedeutungslos dem Umstande gegenüber, dass die nahe Verwandtschaft zwischen Epididymit und Eudidymit bei einer derartigen Aufstellung nicht deutlich genug hervortritt. Wird dagegen der Epididymitkrystall um die Verticalaxe 90° gedreht (Fig. 6), $n = \{110\} \infty P$ und $d = \{011\} \dot{P} \infty$ gesetzt, so ergibt die Berechnung folgendes Axenverhältnis:

$$a : b : c = 1.7274 : 1 : 1.0680.$$

Für Eudidymit verhält sich:

$$a : b : c = 1.71069 : 1 : 1.1071.$$

In dieser neuen Stellung und wenn man die Bezeichnungen m mit n , und a mit b vertauscht, erhalten die Formen folgende Deutung:

$$\begin{aligned} a = \{100\} \infty \bar{P} \infty, \quad b = \{010\} \infty \dot{P} \infty, \quad c = \{001\} oP, \quad m = \{110\} \infty P, \\ n = \{310\} \infty \bar{P} 3, \quad l = \{210\} \infty \bar{P} 2, \quad i = \{013\} \frac{1}{3} \dot{P} \infty, \quad h = \{038\} \frac{3}{8} \dot{P} \infty, \\ g = \{012\} \frac{1}{2} \dot{P} \infty, \quad e = \{023\} \frac{2}{3} \dot{P} \infty, \quad d = \{011\} \dot{P} \infty, \quad f = \{021\} 2 \dot{P} \infty, \\ \text{und } p = \{111\} P. \end{aligned}$$

Die Formen a , b , l , i , h und p sind an den Krystallen von Langesund nicht wiedergefunden. Dagegen kommen an diesen folgende zwei neue Formen vor:

$$k = \{015\} \frac{1}{5} \dot{P} \infty \text{ und } s = \{058\} \frac{5}{8} \dot{P} \infty.$$

An den Epididymitkrystallen von Langesund sind also folgende Partialformen beobachtet worden:

$$\begin{aligned} c = \{001\} oP, \quad m = \{110\} \infty P, \quad n = \{310\} \infty \dot{P} 3, \quad k = \{015\} \frac{1}{5} \dot{P} \infty, \\ g = \{012\} \frac{1}{2} \dot{P} \infty, \quad s = \{058\} \frac{5}{8} \dot{P} \infty, \quad e = \{023\} \frac{2}{3} \dot{P} \infty, \quad d = \{011\} \dot{P} \infty \\ \text{und } f = \{021\} 2 \dot{P} \infty. \end{aligned}$$

¹ Handbuch d. Min. S. 1591.

Nachstehend sind diejenigen Winkelwerte, durch welche die verschiedenen Formen bestimmt wurden, nebst den entsprechenden berechneten Werten angegeben:

	Beobachtet	Berechnet
$m : c = (110) : (001)$	$= 89^{\circ} 58'$	$90^{\circ} —$
$n : c = (310) : (001)$	$= 90^{\circ} 3'$	$90^{\circ} —$
$m : b^1 = (110) : (010)$	$= 59^{\circ} 57'$	$60^{\circ} 4'$
$n : b = (310) : (010)$	$= 30^{\circ} 4'$	$30^{\circ} 4'$
$k : c = (015) : (001)$	$= 12^{\circ} 6'$	$12^{\circ} 3'$
$g : c = (012) : (001)$	$= 28^{\circ} 18'$	$28^{\circ} 6'$
$s : c = (058) : (001)$	$= 33^{\circ} 47'$	$33^{\circ} 43'$
$e : c = (023) : (001)$	$= 35^{\circ} 35'$	$35^{\circ} 27'$
$d : c = (011) : (001)$	$= 46^{\circ} 55'$	$46^{\circ} 53'$
$f : c = (012) : (001)$	$= 64^{\circ} 41'$	$64^{\circ} 55'$

Die Stufen, an welche die norwegischen Epididymitkrystalle angewachsen sind, bieten keinen schönen Anblick dar. Der Fundort auf der Ostseite von Lille Arö ist nämlich derartig gelegen, dass das Seewasser freien Zutritt hat. Die Stufen sind daher mit Schlamm und Algen durch und durch versetzt, und diese Verunreinigungen haften so fest an, dass es kein Mittel giebt, sie zu entfernen. Erst nachdem die Krystalle herausgelöst worden sind, können sie vermittelst Reibung gereinigt werden. Die Flächen in der Zone der a -Axe zeigen sich dabei stark glänzend, aber auch der Länge nach stark gestreift, so dass sie selten einfache Reflexbilder geben. Die Endflächen m und n sind zwar eben, jedoch oftmals wenig glänzend und mitunter ganz matt.

Die neue Form k (Fig. 7) kommt an vielen Krystallen vor, und die Flächen derselben sind bisweilen recht breit. Auch die Form s ist nicht selten, sondern an mehreren Krystallen beobachtet worden.

Obwohl einfache Individuen recht oft angetroffen werden, ist doch eine Zwillingbildung an diesen Krystallen die gewöhnlichste Erscheinung. Die Zwillinge sind derartig gebildet, dass zwei (oder mehrere) einfache Individuen mit gemeinsamer c -Axe sich unter 60° , beziehungsweise 120° kreuzen (Fig. 8). Das eine Individuum ist mit einem Ende angewachsen und die dasselbe kreuzenden Individuen sind an beiden Enden frei ausgebildet. Verhältnismässig selten kommt indessen eine solche regelmässige Durchkreuzung wie Fig. 8 vor. Meistens sind die Subindividuen derartig hemiedrisch ausgebildet, dass sie einerseits von einer schmalen Basis- und mehreren Längsdomenflächen und andererseits nur von einer breiten Basisfläche begrenzt sind. Diese breiten Basisflächen dienen bei der Zwillingbildung als Zusammenwachsungsebene (Fig. 9). Es sieht aus, als ob das eine Individuum lose auf das andere gelegt worden sei. Bisweilen sind die Zwi-

¹ Das Längspinakoid b ist nur als Spaltungsfläche vorhanden.

linge sehr unsymmetrisch, indem eine Menge von kleinen Individuen aus dem mittleren Rande eines grösseren Hauptindividuum hervortreten.

Schliesslich muss der eigentümlichsten Art von Zwillingsbildung, an welcher der Epididymit Teil nimmt, gedacht werden. Da die beiden Mineralien Epididymit und Eudidymit die gleiche chemische Zusammensetzung haben, so war von vorn herein zu erwarten, dass, wenn die beiden Mineralien zusammen vorkommen, dieselben sich auch in anderen Beziehungen als nahe verwandt erweisen würden. Dies ist auch wirklich der Fall. *Man findet, dass Individuen des einen Minerals mit solchen des anderen Zwillinge bilden.* Epididymitstengel sind sehr häufig an die Tafeln des Eudidymits in regelmässiger Orientierung angewachsen, ganz ähnlich wie Rutilnadeln an Eisenglanztafeln von verschiedenen alpinen Vorkommnissen. Die einfachste Anordnung bei dieser Zwillingsbildung zeigt Fig. 10. Zwei primäre Eudidymitzwillinge sind wie gewöhnlich zu einem sekundären Zwilling mit einander verbunden. Über der sekundären Zwillingsgrenze ist ein Epididymitindividuum angewachsen, so dass die Basisflächen der beiden Mineralien parallel sind und die a -Axe des Epididymits parallel mit dem Rande (001 : 111) des Eudidymits ist. Von diesem Epididymitstengel als Hauptindividuum können andere Stengel unter Winkeln von 60° , beziehungsweise 120° ausstrahlen, alle an die Basisfläche des untenliegenden Eudidymitzwillings fest angewachsen und in Beziehung zu diesem regelmässig orientiert. Diese Art von Zwillingsbildung wiederholt sich bisweilen so, dass auf die Epididymitstengel ein zweiter tafelförmiger Eudidymitzwilling angewachsen ist, auf diesen wieder ordnungsmässig orientierte Epididymitstengel u. s. w. Hierdurch können dicke Säulen entstehen, in welchen Individuen der beiden Mineralien mit einander wiederholt wechsellagern.

3. Albit.

Dies Mineral ist in der Langesundsgegend als selbstständige Bildung, d. h. nicht mit anderen Feldspäten pertitisch verwachsen, sehr selten. BRÜGGER¹ erwähnt, dass der Albit daselbst teils primär als feinkörnige, zuckerähnliche Anhäufungen in einer Gangmasse auf der Südspitze der Insel Stokö und teils als verhältnismässig jüngere Bildung in idiomorph ausgebildeten Krystallen angetroffen wurde. Diese Krystalle bestehen entweder nur aus einer äusseren Bekleidung von wasserhellem Albit, welche einen Kern von Natronorthoklas (Kryptoperthit) umschliesst, oder sie bilden dünne Krystalltafeln, welche keinen fremdartigen Kern einschliessen. Letztere sind nur als Seltenheit in einem Gange auf der Insel Arö gefunden. Sie sind nach dem Längspinakoid tafelförmig ausgebildet und immer nach dem Albitgesetz verzwillingt.

Mit diesen von BRÜGGER erwähnten Albitkrystallen sind die auf der Insel Lille Arö gefundenen einigermassen verwandt. Obwohl dieselben

¹ Zeitschrift f. Kryst. Bd. 16 S. 521.

augenscheinlich älter als die sie begleitenden Mineralien (Eudidymit, Epididymit, Analcim, Natrolith u. s. w.) sind, bilden sie doch mit diesen eine sekundäre Generation. Denn die Drusenräume selbst, wo die Albitkrystalle angetroffen wurden, sind dadurch entstanden, dass die primären Mineralien (Nathronortoklas, Eläolith etc.) ausgelöst und ihre Bestandteile entweder in die neuen Mineralien eingegangen, oder fortgeführt sind. Ihrem Habitus nach sind diese Albitkrystalle *prismatisch* oder *nadelförmig* längs der Vertikalaxe ausgebildet (Figg. 11—13). Dies ist eine höchst ungewöhnliche Ausbildung beim Albit, und es konnte nur durch eingehende Untersuchung festgestellt werden, dass hier wirklich Albit vorlag.

Die dünnen Krystallstengel werden äusserst leicht nach der basischen Spaltbarkeit abgebrochen, und auf der solchermassen entstandenen Bruchfläche, welche einen ovalen Umriss hat, sieht man immer eine longitudinale Zwillingsgrenze mit aus- oder einspringendem Winkel von ungefähr 7° . Die Krystalle sind also einfache Zwillinge nach dem gewöhnlichen Albitgesetz, und eine polysynthetische Zusammenwachsung von mehr als zwei Lamellen kommt nicht vor.

In der Vertikalzone sind die Krystalle von folgenden Formen begrenzt:

$$b = \{010\} \sim P, m = \{110\} \sim P', M = \{1\bar{1}0\} \sim P, f = \{130\} \sim P', 3 \text{ und } z = \{1\bar{3}0\} \sim P, 3.$$

Die Krystalle sind stets nach dem Längspinakoide etwas zugeplattet, und die Flächen der Formen f und z sind gewöhnlich ebenso breit wie diejenige des genannten Pinakoids. Dagegen sind die Flächen des Grundprismas m und M sehr schmal und bilden nur schwache Zuschärfungen an der vorderen und hinteren Kante der Krystalle. Sämtliche Flächen der Vertikalzone sind der Länge nach, durch Alternation benachbarter Flächen, stark gestreift.

Als Endbegrenzung der Krystalle kommt gewöhnlich nur die positive Hemipyramide

$$p = \{\bar{1}11\}, P$$

(Fig. 11) vor. Wird ein mit diesen Endflächen versehener Zwillingskrystall abgebrochen, so zeigt der an der Stufe zurückbleibende Teil auf der Bruchfläche einen *aus*springenden Winkel. Ist dagegen dieser Winkel ein *ein*springender, so besteht die Endbegrenzung der abgebrochenen Krystalle aus

$$o = \{\bar{1}\bar{1}1\}, P,$$

Meistens kommt die Basis nur als Spaltfläche vor, doch ist diese Form auch als ächte Krystallfläche beobachtet worden (Figg. 12, 13).

Sehr selten sind die Formen

$$\gamma = \{\bar{1}12\} \frac{1}{2}, P \text{ und } \epsilon = \{021\} 2, P' \sim.$$

In möglichst frischem Zustande sind diese Krystalle emailweiss und sehr glänzend. Gewöhnlich sind sie aber von einem eigentümlichen Verwandelungsprozesse angegriffen. Dieser beginnt an der Oberfläche der Krystalle und schreitet nach dem Inneren zu fort. Die Flächen des Grundprismas werden zuerst angegriffen. Es bilden sich auf denselben eine Menge vertikal gerichteter mikroskopischer Kanäle. Diese werden immer tiefer und verbreiten sich gleichzeitig auf die angrenzenden Flächen, indem sie schliesslich den ganzen Krystall durchdringen. Die Krystalle werden somit porös, sehr bröckelig und sehen wie vermorschte Holzfasern aus.

Wie schon erwähnt, sind die oben genannten Mineralien an der Ostseite der Insel Lille Arö gefunden worden. Der Fundort ist ein kleiner dicht an der Wasserfläche gelegener und viele Drusenräume enthaltender Gang. Ausser den genannten Mineralien kommen daselbst Aegirin, Astrophyllit, Lithionglimmer, Flussspat, Analcim und Natrolith vor. Die beiden erstgenannten sind primär und ragen aus dem unzersetzten Gesteine in die Krystalllöcher hinein. Die Aegirinstengel sind frisch und glänzend. An denselben sind häufig Krusten von den sekundären Mineralien auskrystallisiert. Der Astrophyllit bildet grossblättrige Massen und scheint nicht ganz frisch zu sein. Der Lithionglimmer gehört dagegen einer späteren Generation an. Das Mineral kommt meistens als isolierte Tafeln mit ziemlich undeutlich hexagonalem Umrisse vor. Die Ränder der Tafeln sind rau und unbestimmbar. Die basischen Flächen sind dagegen mit schönem Perlmutterglanz versehen. Bisweilen sind mehrere Tafeln mit einander rosettenförmig zusammengewachsen. Die Farbe des Minerals ist hell grüngelb. Die Lötrohrflamme wird von diesem Glimmer intensiv rot gefärbt. Es ist sehr wahrscheinlich, dass das Mineral mit dem von LORENZEN¹ beschriebenen Polyolithionit nahe verwandt ist. Der Flussspat bildet kleine, wohl ausgebildete, graublaue Rhombendodekaeder. Die beiden Zeolithe, Analcim und Natrolith sind unansehnlich und treten in ganz gewöhnlichen Formen auf.

Es wurde bereits hervorgehoben, dass die Mineralien dieser Vorkommnisse durch Anhaften von Schlamm und organischen Partikeln wesentlich verunreinigt sind. Ausserdem sind die Krystalle häufig mit einer dunklen, der sogenannten Manganschwärze sehr ähnlichen Bekleidung versehen. Diese Schwärze kann durch Zersetzung des Astrophyllits entstanden sein.

4. Diaspor.

Schon vor 40 Jahren wurde von TH. SCHERER² nachgewiesen, dass Diaspor als mikroskopische Einschlüsse in verschiedenen Mineralien, aus welchen sich die Pegmatitgänge des Syenits bei Langesund zusammen-

¹ Zeitschrift f. Kryst. Bd. 9 S. 251.

² Poggend. Ann. Bd. 108 S. 431.

setzen, vorkommt. Er nahm an, dass die rotbraune Farbe des sogen. Spreusteins durch eine solche Vermengung mit Diaspor verursacht sei. Er brachte die Natrolithbestandteile des Spreusteins zur Lösung durch Behandlung mit Salpetersäure, wobei vorhandenes Eisenoxyd zusammen mit dem Diaspor ungelöst blieb. Daher konnte er das gefundene Mineral als braun bezeichnen, wie es das bei Kasoibrod im Ural gefundene immer ist. Später wurde das Mineral von BRÖGGER¹ mikroskopisch gefunden, und es wurde von ihm auch isoliert, aber im reinen Zustande farblos befunden. Es ist somit schon seit lange bekannt gewesen, dass der Diaspor im Syenite bei Langesund vorkommt, aber nur als mikroskopische Einschlüsse in anderen Mineralien.

In letzter Zeit ist Diaspor bei Langesund auch als deutliche Krystalle gefunden worden. Der Fundort liegt auf der Insel Övre Arö bei dem Seeufer in der Nähe eines kürzlich erbauten Wohnhauses. Hier kommt ziemlich reichlich Natrolith als sekundäre Bildung vor. Dies Mineral bildet grosse, oftmals mehr als fingerdicke Individuen, welche so dicht zusammengedrängt sind, dass sie keine deutliche Krystallbegrenzung angenommen haben können. Die Farbe des Natroliths ist gewöhnlich weiss; es kommen aber auch bräunliche Partien vor, welche wahrscheinlich durch Eisenoxyd gefärbt sind. Zwischen den Natrolithstengeln befinden sich zahlreiche kleine Hohlräume, in welchen der Diaspor ausgebildet ist. Die kleinen Kavitäten sind häufig ganz mit Diaspor angefüllt, wobei das Mineral nur blättrig, ohne deutliche Krystallbegrenzung erscheint. Ebenso häufig jedoch sind die Zwischenräume offen, und der Diaspor ist an deren Wände als Krystalle angewachsen. Diese sind tafelförmig $\frac{1}{2}$ cm. lang und breit und weniger als 1 mm. dick (Fig. 14). An denselben sind folgende Formen festgestellt worden:

$$b = \{010\} \sim \bar{P} \infty, \quad h = \{210\} \sim \bar{P}2, \quad e = \{011\} \bar{P} \infty \\ \text{und } d = \{031\} 3\bar{P} \infty.$$

Die Krystalle sind für genaue Messungen nicht geeignet. Diejenigen Flächen (des Längspinakoids), nach welchen die Krystalle tafelförmig ausgebildet sind, erscheinen stets als konvex gewölbt, so dass die Tafeln am dicksten in der Mitte und linsenförmig dünner nach den Rändern zu sind. Ausserdem zeigen diese Flächen sich auch vertikal gestreift. Diese Streifung dürfte durch die Anwesenheit anderer prismatischen Formen als h hervorgebracht werden. Für solche sind aber keine zuverlässigen Messungsergebnisse gewonnen. Die Flächen des Längsdomas e sind auch parallel den Tracen vom Querpinakoide (welches nicht vorhanden ist) stark gestreift. Das Längsdoma d ist eine für das Mineral neue Form. Dieselbe kommt an sämtlichen deutlich ausgebildeten Krystallen vor. Sie ist durch die Zonlage $[011, 010]$ und durch folgende Winkelwerte bestimmt:

	Beobachtet	Berechnet
$d : b = (031) : (010)$	$= 28^{\circ} 39'$	$28^{\circ} 54'$

¹ Zeitschrift f. Kryst. Bd. 16 S. 53.

Die Ecken der Tafeln sind gewöhnlich abgerundet, wahrscheinlich durch das Vorhandensein von unbestimmbaren pyramidalen Formen.

Das Mineral ist ziemlich tief blauviolett gefärbt, ähnlich dem Diaspor von Chester, Mass.

Die oben beschriebenen Mineralien Epididymit, Albit und Diaspor sind von R. MAUZELIUS analysiert worden, und die Ergebnisse der Analysen sollen hier in einem späteren Aufsätze mitgeteilt werden.

Die Untersuchung, deren Resultate hier oben mitgeteilt sind, wurde im mineralogischen Institut der Hochschule zu Stockholm ausgeführt.



3. Über einige Erzlagerstätten der Atacamawüste

von

Otto Nordenskjöld.

II¹.

3. Silberminen von Arqueros.

(Prov. Coquimbo).

ONO bis NO von La Serena, zwischen 29° und 30° S. Br. liegen in nicht sehr grosser Entfernung von einander die wichtigen Silberminen Arqueros, Rodaito, Condoriaco und Quitana. Alle liegen im Gebiet der mesozoischen Gesteine, aber nicht sehr weit von der Grenze des älteren Küstengranits. Die beiden ersten Vorkommnisse sind einander ziemlich ähnlich, während die anderen, wie wir unten sehen werden, grosse Abweichungen sowohl von jenen beiden als unter einander zeigen.

Der im J. 1825 entdeckte Minendistrikt von Arqueros ist einer von den reichsten Chiles gewesen, und die Mine Mercedes allein soll Silber im Betrag von etwa 20 Mill. Dollars produziert haben. Zur Zeit meines Besuches waren aber fast alle Arbeiten niedergelegt. Ausser ihrem Reichtum verdanken die Minen ihre Berühmtheit der Art, wie das Silber dort auftritt, indem dieses fast ausschliesslich in Verbindung mit Quecksilber als Arquerit, Ag₂Hg, vorkommt; viel untergeordneter findet man Chlorsilber sowie Polybasit und Stromeyerit etc.; auch sollen Verbindungen von Kobalt, Nickel und Wismut vorkommen².

Der fast vertikal stehende Hauptgang läuft in NW—SO, während ihn ein anderer in der Richtung O—W überquert; wo sich diese beiden kreuzen, wurde der grösste Reichtum gefunden. Ein paar Kilometer weiter nach Süden existiert noch ein anderer Gang (Cerro Blanco). Das hauptsächlichste Gangmineral ist ein etwas manganführender Kalkspat, während

¹ Vergl. dies Bull. 1897, N:o 6, Vol. III, Part. 2, S. 343—351.

² Vergl. ДОНЕУКО, Ensayo sobre los depósitos metalíferos de Chile (1876) S. 72.

Schwerspat nach PISSIS¹ hauptsächlich in den Nebengängen vorkommen soll, die allerdings zu dem Erzreichtum in der innigsten Beziehung stehen. Die Gänge sind nicht sehr scharf abgegrenzt, sondern senden häufig Verzweigungen aus.

Das an der Oberfläche anstehende Gestein ist ein chokoladenbrauner Porphyrit mit grünlichen, zersetzten Feldspateinsprenglingen. Die Gesteinsmasse zeigt ausgeprägte Breccienstruktur mit dunkleren und helleren schlierenförmigen Flecken. Die rothe Farbe rührt von der massenhaften Anhäufung eines eisenoxydischen Pigments her, das die Struktur der Grundmasse vollständig verbirgt. Löst man es mit Salzsäure aus, findet man, dass die Grundmasse fast vollständig einfachbrechend ist. Wahrscheinlich besteht sie demgemäss zum grossen Teil aus Glas-substanz. Die Feldspateinsprenglinge sind sehr stark zersetzt, auch da, wo sie Fortwachsungszonen zeigen. Eine andere Probe, die ebenso wie die beschriebene aus der Mercedes-Mine stammt, zeigt die Tuffnatur viel deutlicher, indem Bruchstücke von verschiedenartig struieren Gesteinen aus der Augitporphyritreihe von einem calcitreichen Cement zusammengehalten werden. Vollständig umgewandelte, undurchsichtige Einsprenglinge sind vielleicht Pseudomorphosen nach Olivin. Auch in diesem Gestein scheint etwas Glas anwesend zu sein.

In diesem Gestein setzen alle die silberführenden Gänge auf, und nur solange sie in demselben auftreten, sind sie erzführend. Verfolgt man sie gegen die Tiefe, begegnet man nach etwa 50—60 M. einem neuen Gestein, in welchem sich die Gänge allerdings fortsetzen, aber ohne ausbeutungsfähig zu sein. Nur in einer einzigen von den Minen, der oben erwähnten Mercedes, wurden die Arbeiten bis zu einer bedeutenderen Tiefe, beinahe 280 M., fortgesetzt, wobei allerdings gesammeltes Erz nirgends angetroffen wurde. Da alle Arbeiten niedergelegt waren, war ich für die Kenntnis der Lagerungsverhältnisse der Grube auf die Angaben des früheren Administrators, D. MANUEL OLIVAREZ, sowie auf eine von ihm gemachte Sammlung von Gesteinsproben aus verschiedenen Tiefen angewiesen. Diese Angaben sollen unten nach der Beschreibung SAN ROMAN'S² etwas vervollständigt werden.

Es liegen von oben nach unten (Vergl. das Bild oben) folgende fast horizontale oder schwach gegen SO fallende Schichten:

a) *Manto pintador* (das »anreichende Lager«³) (57 M.), das soeben beschriebene augitporphyritische oder melaphyrische Gestein, immer von

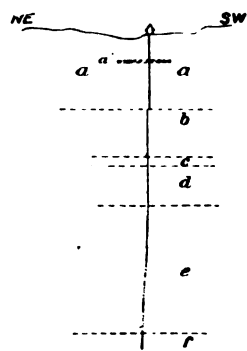


Fig. 1. Querprofil durch die Mine Mercedes (Arqueros) (Maasst. 1:6000).

¹ Géogr. física de Chile (1875) S. 151.

² FRANCISCO SAN ROMAN: Reseña de la Minería y Metalurgia en Chile (Santiago 1894) S. 190.

³ Vergl. O. NORDENSKJÖLD. l. c. S. 349.

intensiv roter Farbe. Das Aussehen ist mehr oder weniger deutlich tuffartig, und ausser den erwähnten Gemengteilen findet man zuweilen ziemlich frische Krystalle von Augit. In einer Tiefe von 20 M. liegt eine 2 bis 3 M. mächtige Schicht (*Manto castellano*?) von einem stark verwitterten, fast sandigen, tuffartigen Gestein (*a'*). In diesem soll der Erzreichtum des Ganges am grössten gewesen sein.

An der Grenze gegen die untenliegende Schicht ist der Gang etwa 5 M. gegen N. verschoben. Es folgt ein etwa 200 M. mächtiger Komplex, der meistens aus Porphyritdecken von grünlicher Farbe und wechselndem Aussehen aufgebaut wird. Der Gang ist unschwer zu verfolgen, obschon er mehrere Unregelmässigkeiten zeigt und zuweilen ganz auskeilt.

Die wichtigsten Decken oder »Mantos« sind die folgenden:

b) *Manto broceador*, ein grünlich grauer Porphyrit von etwa 40 M. Mächtigkeit. Die Einsprenglinge treten makroskopisch wenig hervor; u. d. M. beobachtet man Plagioklas, der sich von den grösseren Tafeln der Grundmasse wenig abhebt, Augit als frische, kristallographisch gut ausgebildete Individuen, und Aggregate von Eisenhydroxyd, die wahrscheinlich Pseudomorphosen nach eisenreichem Olivin bilden. Die Grundmasse ist fast pilotaxitisch, obschon die Feldspatleistchen ziemlich breit sind, und das Gestein ist als ein Melaphyr zu bezeichnen.

c) Eine 6 M. mächtige Schicht von intensiv roter Farbe, dem »*Manto pintador*« etwas ähnlich. Das Gestein besteht u. d. M. aus kleinen kurz-tafelförmigen, häufig zerbrochenen Individuen von Plagioklas und Augit in einer fast nur aus Eisenhydroxyd bestehenden Masse.

d) *Manto cristalino*, eine 33 M. mächtige Decke von grünem Porphyritmandelstein mit grossen grünlichen Plagioklaseinsprenglingen und etwas Augit in einer augitporphyritischen Grundmasse. Es ist dies das von MÖRCKE erwähnte Gestein¹.

e) Mehrere Mantos von wechselndem Aussehen und, wie es scheint, meistens aus Porphyriten mit untergeordneten Einlagerungen von Kalkstein und Tuffen bestehend. In einigen von diesen verschwindet der Gang vollständig, in anderen zeigt er sich wieder mit einem geringen Gehalt an Silber und zuweilen an Pyrit und Kupfer.

f) Zuletzt folgt in einer Tiefe von etwa 250 M. ein dichter, grauer (nach MÖRCKE *neocomer*) Kalkstein, in dem der Gang bis zu 15 M. tief verfolgt wurde, ohne dass eine Veränderung sichtbar wurde. Der Erzgehalt ist grösser als in irgend einem Teile des oben liegenden Schichtenkomplexes, von dem *Manto pintador* gerechnet, und beträgt etwa 0,03 ‰, war aber nicht hoch genug, um weitere Arbeiten verlockend zu machen.

Interessant ist in dieser Grube die innige Beziehung zwischen dem Erzreichtum des Ganges und dem Nebengestein. Der Gang durchsetzt den ganzen Schichtenkomplex und war in dem oberen, durch ausgeschiedenes Eisenhydroxyd rotgefärbten Tuff- oder Brecciengestein ausserordent-

¹ W. MÖRCKE. Die Gold-, Silber- und Kupfererzlagertstätten in Chile. Ber. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. X: S. 189 (1897).

lich reich an Silberamalgam. In der Zone der grünen Augitporphyrite und Melaphyre führt er in der Regel fast gar kein Erz¹, während er, nachdem er bei einer Tiefe von 250 M. in Kalkstein eingetreten ist, wieder einen kleinen Silbergehalt aufweist.

Rodaito. Etwa 10 Km. SO von Arqueros liegt die Silbermine von Rodaito, welche mit den eben beschriebenen eine bedeutende Analogie zeigt. Auch hier ist das hauptsächlichste Erzmineral Silberamalgam, aber mit einer von dem Arquerit etwas abweichenden Zusammensetzung; ausserdem kommt auch Chlorsilber in bedeutender Menge vor. Neben den in Arqueros gewöhnlichen Gangmineralien spielen auch Quarz und Prehnit eine bedeutende Rolle. Obschon nie so reich wie Arqueros hat die Grube eine bedeutende Silberquantität produziert; jetzt sind aber alle Arbeiten eingestellt. Der Schacht erreicht etwa 60 M. vertikaler Tiefe und durchsetzt überall dasselbe Gestein, das seinem äusseren Aussehen nach und besonders durch seine rote Farbe dem »Manto pintador« von Arqueros ähnelt, sich aber u. d. M. als ein massiger Melaphyr, nicht ein Tuff, erweist, mit einer hauptsächlich aus breiten Plagioklasleisten bestehenden Grundmasse, zwischen denen eine untergeordnete, glasige oder devitrifizierte Zwischenmasse nachweisbar ist. Es ist recht wahrscheinlich, dass das Gestein von Arqueros eine tuff- oder breccienartige Ausbildungsform von dem Gestein ist, das die von mir untersuchten Proben von Rodaito geliefert hat.

4. Silberminen von Condoriaco.

(Prov. Coquimbo).

Die erst seit etwa 20 Jahren bekannten, noch im vollen Flor stehenden Silberminen von Condoriaco liegen, wie schon erwähnt, etwa 80 Km. von La Serena und nur etwa 20 Km. von Arqueros. Aber die Geologie der Gegend ist von der soeben beschriebenen sehr abweichend, und auch die Erzvorkommnisse sind ganz anderer Art. Der Distrikt besteht im ganzen aus etwa 40 Minen, unter denen Mercedes und San José die wichtigsten sind; ihnen am nächsten kommen Sol und Esmeralda. Die ganze Produktion bis Ende 1893 wurde in Mercedes auf 11,000 Tonnen mit 23,800 Kg. Feinsilber und in San José auf 3,400 Tonnen mit 13,850 Kg. Silber veranschlagt. Der Silbergehalt ist demgemäss ziemlich hoch besonders in San José, und die Erze sind noch wertvoller, weil sie ausserdem fast immer ziemlich viel Gold, und zwar durchschnittlich sogar etwa im Verhältnis 1:10 zu dem Silber führen. Noch mehr überwiegend ist der Goldgehalt in einigen der kleineren Minen, wie z. B. Marcellina.

¹ Vergl. jedoch die Beschreibung SAN ROMAN's, welche dieselbe Abhängigkeit, ob schon innerhalb engerer Grenzen, in einigen von mir nicht untersuchten Unterabteilungen vermuten lässt.

Die Gänge selbst sind sehr verschiedener Art; einige führen hauptsächlich Kalkspat, während andere fast nur aus Quarz bestehen. In der oberen Zone trifft man wie gewöhnlich »*metales calidos*»¹, Silber und Chlorsilber, während man in der Tiefe Silberglanz, Polybasit, silberhaltigen Bleiglanz sowie Tellursilber findet.

Das Hauptgestein der Gegend, das überall die Gänge umgiebt, wo dieselben reich sind, ist ein quarzführender, sehr hellfarbiger, etwas breccienartig ausgebildeter Porphyr. MÜRICE beschreibt es² als »Quarztrachyt oder Dacit«, aber auf Grund seiner Struktur möchte ich es, ohne Rücksicht auf sein Alter, das ich nicht genau kenne, zu den älteren Ergussgesteinen führen. Die Einsprenglinge treten makroskopisch wenig hervor; die Feldspate besitzen immer ein zersetztes, trübes Aussehen. Der Quarz hat häufig Dihexaederform mit den gewöhnlichen magmatischen Einbuchtungen. Deutlicher Plagioklas kommt im Gestein nur untergeordnet vor. In reichlicher Menge finden sich dagegen Individuen, in denen Fleckchen von reiner, optisch einheitlicher oder höchstens breitleamellärer Feldspatsubstanz in einer hauptsächlich aus Kalkspat bestehenden Masse liegen, die aber beim Lösen in Salzsäure ein trübes, fleckiges Aggregat hinterlässt. Die Möglichkeit ist allerdings nicht ausgeschlossen, dass der Kalkspat aus den Bruchstückchen von Augitporphyrstamme, aber bei der Konstanz dieser Erscheinung möchte man sie gern als einen direkten Umwandlungsvorgang des Feldspats deuten, der in diesem Falle ein mit dem Kalifeldspat verwachsenes Kalksilikat enthalten würde. Die Erscheinung verdient näher studiert zu werden.

Porphyrisch kommt auch untergeordnet ein grünes Mineral vor, das ich am ehesten als in feinfasrige Chloritsubstanz umgewandelten Biotit deuten möchte.

Die Grundmasse zeigt eine dichte, mikrogranitische Struktur, aber die allotriomorphe, durch Fortwachsung entstandene Form der Individuen und ihr häufiges Ineinandergreifen deuten einen Ursprung aus Glassubstanz an. Rhyolitische oder »Aschen«-Struktur in mehr oder weniger deutlicher Ausbildung ist sehr häufig, aber ebensowenig wie in dem Gestein von Los Bordos möchte ich sie hier immer als einen Beweis der Tuffnatur deuten³.

Bruchstücke von basischen Gesteinen, Augitporphyrten und Melaphyren, sind überall sehr häufig. Sie gehören zu denselben Typen wie die unten zu beschreibenden stehenden und schwebenden Gänge, die in den Gruben angetroffen werden. Ähnliche Gesteine treten auch zu Tage gangförmig auf; ob sie auch als Decken oder grössere Massen vorkommen, scheint mir zweifelhaft.

¹ Diese Zone soll nach SAN ROMAN (l. c. S. 245) verhältnismässig sehr arm sein, besonders da, wo sie in einem dunkleren, mehr basischen Porphyrit auftritt.

² l. c. S. 195.

³ O. NORDENSKJÖLD, l. c. S. 350.

Von dem oben beschriebenen Hauptgestein kommen mehrere Varietäten vor, die aber nie grosse Abweichungen zeigen. Eine grünliche, vielleicht etwas basischere Varietät tritt an der Tagesoberfläche auf; sie soll für das Erzführen ungünstig sein. Dasselbe gilt von einer rötlichen Varietät, die in der Nähe der Mine Sol vorkommt. Die Farbe rührt von einem feinen, flockigen, wahrscheinlich eisenoxydischen Pigment her. Auch in den grösseren Tiefen der Mine Mercedes unterscheidet man einen »Manto broceador«, der von dem beschriebenen Gestein mikroskopisch nicht zu unterscheiden ist. Rhyolitische Struktur fehlt, und in den Feldspatkrystallen kommt neben Calcit auch pinitoidische Substanz vor.

In allen diesen Gesteinen, sowohl den für das Erzführen günstigen als den ungünstigen, kommen kleine Krystalle von Pyrit in reichlicher Menge vor. Besonders häufig sind sie in gewissen sauren Bruchstücken oder Einschlüssen mit ziemlich grobkrySTALLINISCHER Grundmasse, die zuweilen zu beobachten sind.

Es empfiehlt sich die zwei Hauptminen getrennt zu beschreiben.

Die *Mine Mercedes* ist sowohl durch die Erzproduktion als durch die Menge des gewonnenen Silbers die wichtigste des Distriktes, obschon in San José das Erz reicher ist. Zur Zeit meines Besuches hatte sie eine Tiefe von etwa 340 M. erreicht. Der Gang läuft in N 20° W mit steilem Fallen (etwa 60—70°) gegen W. Es liegen eigentlich zwei erzführende Gänge vor, von denen jedoch der eine, »Veta blanca«, mit einer hauptsächlich aus Kieselsäure bestehenden Gangmasse, ärmer ist und hauptsächlich in der Tiefe gearbeitet wird. Der Hauptgang, die »Veta negra«, besitzt eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1 Meter, und ist überall deutlich ausgebildet. In den oberen Teilen der Grube wird er im Hangenden von einem »Manto« begrenzt, anscheinend einem stark zersetzten, ziemlich steilen Grünsteinsgang, der an einer Stelle eine Biegung nach innen macht und dann den Erzgang verdrückt. Während also in diesen Teilen die Lage des letzteren durch einen Eruptivgang bestimmt wurde, wird derselbe in den unteren Teilen an mehreren Stellen von ähnlichen Gängen in schwebender Lage durchsetzt. Der wichtigste von diesen liegt auf etwa 250 M. Niveau und hat eine Mächtigkeit von anderthalb M. Er besteht aus einer grünlich roten, mit schwach hervortretenden porphyrischen Krystallen versehenen und von unregelmässigen Calcitadern durchsetzten Gesteinsmasse. U. d. M. erweist er sich als ein Melaphyr: in einer zersetzten, ophitischen Grundmasse mit mandelähnlichen Hohlräumen liegen Einsprenglinge von kaolinisiertem Plagioklas und serpentinumgewandeltem, eisenreichem Olivin. In dem Eruptivgestein ist der Erzgang der Beschreibung nach nur undeutlich ausgebildet, setzt sich aber unter demselben mit seinem früheren Aussehen fort. Nur hat hier der Erzreichtum bedeutend abgenommen, und man bezeichnet deshalb das umgebende Gestein als einen »Broceador«. Es ist dasselbe verhältnismässig arm sowohl an Einsprenglingen als auch an eingeschlossenen Bruchstücken, unterscheidet sich aber, wie schon erwähnt, sonst in keiner Weise von dem Hauptgestein.

Ein anderer Gang, wie es scheint mit dem oben erwähnten, im Hangenden der »Veta negra« auftretenden zusammenhängend, besteht aus einer chloritreichen, stark umkrystallisierten Masse mit Bündeln von Plagioklasnadeln nebst einzelnen grösseren Individuen desselben Minerals.

Es scheint die Regel zu sein, dass die Gänge hier mehr zersetzt sind als in San José.

Die Mine *San José* liegt etwa 500 M. von Mercedes, und arbeitet, wie ich glaube, an demselben Gang wie diese. Das Erz war immer reich, und zur Zeit meines Besuches arbeitete man bei 120 M. Tiefe in einem besonders reichen Erzkörper von Polybasit, silberhaltigem Bleiglanz, Silberglanz und Pyrargyrit. Der tiefste Punkt der Grube lag damals nur noch etwas tiefer. Das Nebengestein ist überall dasselbe wie das schon anfangs beschriebene. Ausserdem finden sich mehrere, mindestens 6 oder 7, »Mantos«, schwebende, nach wechselnden Richtungen flach fallende Gänge von basischen Eruptivgesteinen, die eine Mächtigkeit von 0,8 bis höchstens 5 M. erreichen. Der Erzgang wird von diesen abgebrochen, setzt sich aber unterhalb derselben wieder ohne Veränderung fort, wobei er ausnahmsweise ein wenig verschoben wird. Es ist wohl anzunehmen, dass diese Ganggesteine jünger sind als die Erzbildung, und sie unterscheiden sich dadurch von einigen der aus Mercedes beschriebenen Gänge, welche den Erzreichtum verringern. Bei grösserer Tiefe wird man wohl auch in San José derartige Gänge antreffen.

Sonst gehören wahrscheinlich alle diese Gänge zu derselben Gruppe, obschon sie petrographisch ziemlich bedeutend wechseln; einige schliessen sich den bruchstückähnlichen Einschlüssen des Quarzporphyrs an. Die Grundmasse besteht aus Plagioklasnadeln in ophitischer bis hyalopilitischer Anordnung, nebst Chlorit und Calcit sowie Magnetit. Unumgewandelter Augit ist nie vorhanden, weder unter den Einsprenglingen noch in der Grundmasse.

MÖRICKE erklärt den in diesen Gruben vorkommenden Gehalt an sowohl Gold als Silber aus dem Wechsel des Nebengesteins, indem er das Gold aus dem Quarzporphyr, das Silber aus den Augitporphyriten (nach ihm bezw. Quarztrachyt und Augitandesit) herleitet. Unzweifelhaft hängt auch der reiche Goldgehalt mit der Anwesenheit des sauren Ergussgesteins zusammen; dagegen ist es schwerer zu verstehen, wie die basischen Gesteine, denen MÖRICKE eine viel grössere Verbreitung zuschreibt, als sie wirklich besitzen, einen so bedeutenden Einfluss auf den Silberreichtum hätten ausüben können. Wenn dem so wäre, sollte man erwarten, wenigstens zuweilen, ein Anreichen des Erzganges in der Nähe dieser Gesteine oder in ihnen selbst zu finden, es ist aber eher das umgekehrte der Fall. Allerdings sind sie, wie es scheint, ziemlich gleichalterig mit der Erzbildung, indem einige etwas jünger sind, andere dagegen *nach* der Bildung der Gangspalte, aber *vor* der Ausscheidung der Hauptmenge des Erzes gebildet worden.

Vielleicht kann man auch den gemischten Charakter der Gänge

aus der Beschaffenheit des Hauptgesteins selbst erklären, das mit seinen zahlreichen Bruchstücken oder Ausscheidungen von basischen Gesteinen augenscheinlich chemisch einem Mischtypus angehört.

Nur etwa 7 Km. westlich von Condoriaco liegen die Silberminen von **Quitana**, von denen nur eine, die vor etwa 15 Jahren entdeckte *La Veterana*, von Bedeutung, allerdings gegenwärtig vielleicht die reichste in der ganzen Provinz Coquimbo, ist. Trotz der geringen Entfernung zeigt sie mit Condoriaco wenig Ähnlichkeit, und nicht viel mehr mit Arqueros. Das Hauptgestein ist ein meistens stark zersetzter, dichter Grünstein, ein Augitporphyr mit hauptsächlich aus Plagioklasleisten bestehender Grundmasse und stark zurücktretenden Einsprenglingen. Der Gang läuft etwa in O—W und fällt steil gegen N. ab. Während in Condoriaco die Gang-

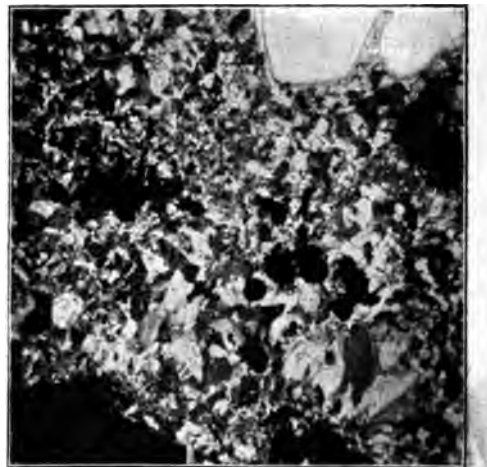
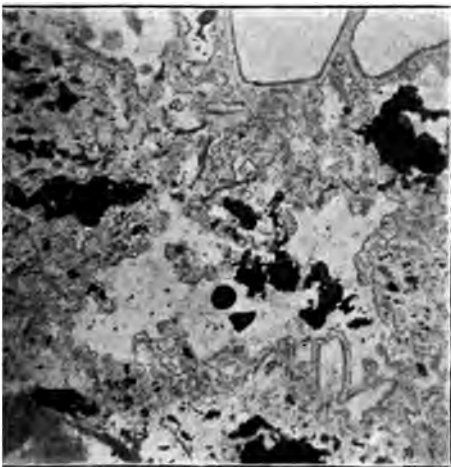


Fig. 2 und 3. Gesteinspartei aus der Gangmasse von Quitana im gew. Licht und bei gekr. Nic. (Vergr. 1: 25). Eine jetzt verschwundene nierenförmige Begrenzung der Mineralaggregate nur im ersten und zwar durch die Anordnung staubähnlicher Einschlüsse sichtbar.

masse hauptsächlich aus zermalmtm Nebengestein besteht, ist sie hier aus eckigen Bruchstückchen von dem Nebengestein gebildet, die von einer quarzreichen Masse verkittet sind. In dieser Masse habe ich eine eigentümliche Struktur beobachtet. Einige der grösseren Quarzindividuen sind von einer Zone mit dicht angehäuften Einschlüssen umgeben, und ähnliche einschlussreiche Zonen kommen auch in der Hauptmasse vor, mit typisch nierenförmiger Begrenzung, die aber kaum irgend eine Beziehung zu der jetzigen Begrenzung der Mineralkörner besitzt (Vergl. Fig. 2, 3). Es sind offenbar Reste aus der Zeit der Gangausfüllung, wo in den Hohlräumen Substanzen, vielleicht von calcedon- oder opalartigem Charakter, nierenförmige Krusten bildeten, aus denen die jetzige Gangmasse durch Weiterwachsen und Umkrystallisieren gebildet worden ist. Die Erzbildung scheint wenigstens teilweise jünger zu sein als diese Periode.

Das Erz besteht oben aus Freisilber, Chlor- und Jodsilber, unten aus Silberglanz, Polybasit, Pyrit, Kupferkies, Arsenikmineralien u. s. w. Das Gangmineral ist Quarz nebst Kalkspat und in einigen Teilen des Ganges Laumontit, nicht aber Baryt; nach SAN ROMAN soll auch Braunstein reichlich anwesend sein.

Der Hauptgang wird von einem System von kleineren Spaltengängen in NO- oder ONO-licher Richtung gekreuzt, die alle ein starkes Anreichen verursacht haben. Dies ist dagegen nicht der Fall mit anderen Gängen, die N—S-lich verlaufen. Das ganze System wird von einem ziemlich mächtigen Eruptivgang überquert, der aus einem hellen, dichten, mikrogranitischen Gestein besteht. Östlich von diesem Gang war das Erz besonders reichlich angehäuft, westlich davon trat dagegen eine sehr starke Abnahme ein.

Die Tiefe der Mine beträgt über 300 M. Auf einem Niveau von etwa 250 M. kommt ein neues Seitengestein hinein, das etwas schiefrig und nach der Beschreibung zu urteilen vielleicht ein Sedimentgestein ist, in dem Falle aber unzweifelhaft mit Eruptivbänken wechsellagernd. Der Erzgang verändert sein Aussehen nicht, wird aber bedeutend ärmer an Erz als vorher.

5. Silberminen von Chimbero (Buena Esperanza).

(Prov. Atacama).

Die berühmten Silberminen von Chimbero, unter denen allerdings, ebenso wie bei Los Bordos und Quitana, nur eine einzige, die »Buena Esperanza« von praktischer Bedeutung ist, liegen auf 26° 55' S. Br., 69° 56' W. L. etwa 60 Km. NO von der Stadt Copiapó, in derselben Gegend wie die Goldlagerstätten von Cachiyuyo und Inca, die Kupfermine Dulcinea und die unten zu erwähnenden Silberminen von Tres Puntas. Im Jahre 1848 entdeckt, sollen sie in einigen der ersten Jahre eine Produktion von beinahe 100,000 Kg. erreicht haben, und noch 1875 betrug sie 25,000 Kg., während sie zur Zeit meines Besuches auf etwa 6,000 Kg. jährlich berechnet wurde. Die Erzgewinnung scheint aber von Anfang an ein Raubbetrieb gewesen zu sein, und grosse Teile von den Gruben sind nur mit Lebensgefahr passierbar.

Das Hauptgestein der Gegend sind Sedimente, hauptsächlich Kalksteine, aber auch Sandsteine, von jurassischem¹ Alter. In der Mine aber treten dieselben, soviel ich gesehen habe, nicht auf, sondern man findet Eruptivgesteine in bankförmiger Lagerung. Das Hauptgestein in der Nähe ist, wie es scheint, ein Quarzporphyrerit oder Dacit mit Einsprenglingen von Quarz, saurem Plagioklas (nach der Lichtbrechung, nach dem BECKE'schen Verfahren bestimmt, und der Auslöschungsschiefe Oligoklas) und wahr-

¹ Nach DOMEYKO, dessen Beschreibung in den *Anales de la Univ. de Chile*, 1855, S. 112, ich keine Gelegenheit zu sehen gehabt habe.

scheinlich etwas Orthoklas in einer graugrünen Grundmasse von mikrogranitischer Fortwachungsstruktur.

In diesem Gestein findet man aber kein Erz, das dagegen hauptsächlich an ein helles quarz- und orthoklasfreies andesitähnliches Gestein gebunden ist. Der Hauptgang läuft mit einer durchschnittlichen Breite von etwa 1 M. in N 23 ° W und fällt etwa 65° gegen WSW. Ausserdem findet sich eine grosse Zahl von schmalere, mit Kalkspat, Schwerspat, Gips oder Quarz angefüllten Nebengängen, die häufig an ihren Kreuzungspunkten mit dem Hauptgang grossen Erzreichtum umschlossen haben. Die wichtigsten Erzminerale waren an der Oberfläche Chlorsilber, in der Tiefe Silberglanz, Polybasit und Pyrargyrit. In der Tiefe trennt sich der Gang in zwei Zweige, die eine Partie von taubem, stark gequetschtem und zersetztem Gestein umschliessen. Der Erzreichtum des Ganges nimmt aber hier stark ab.

Wie reich auch die Gänge und ihre nächste Umgebung gewesen sein mögen, stammt doch kaum der grösste Reichtum aus denselben. Das umgebende Gestein, das, wie unten gezeigt werden soll, ursprünglich wahrscheinlich grösstenteils zu einem einheitlichen Typus gehört hat, zeigt jetzt eine ausgeprägte Bankung; die verschiedenen Bänke sind durch Verschiebungs- und Quetschungszone getrennt, die sich zuweilen zu wirklichen Reibungsbreczien herausgebildet haben. Obschon ich es nicht direkt beobachten konnte, halte ich es für wahrscheinlich, dass die Lage derselben zuweilen durch dünne Kalksteinlagerungen bestimmt wurde. Die Bänke fallen unter einem Winkel, der durchschnittlich etwa 35° beträgt, von beiden Seiten

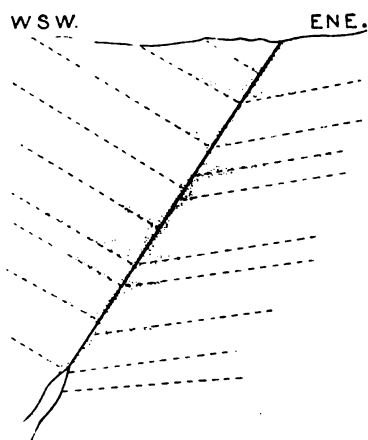


Fig. 4. Schem. Querprofil von Buena Esperanza (1 : 3000). Die reichen Erzpartien sind punktiert angegeben.

gegen die Hauptspalte ein. Die Bergleute haben die verschiedenen Zonen als »Mantos» bezeichnet und sie durch Namen, Nummern oder Buchstaben von einander unterschieden. Mehrere von diesen Mantos sind sehr reich an Erz gewesen, zuweilen von beträchtlicher Mächtigkeit und bis zu einer Entfernung von circa 100 M. vom Hauptgang (Vergl. das Bild Fig. 4). Die Erzminerale kommen sowohl in dem neukrystallisierten Gestein und den Breccien als auch im frischen Gestein vor, wo sie hauptsächlich in papierdünnen Adern zusammen mit Kalkspat oder auch als dendritähnliche Fleckchen auftreten (»Peca azul»).

Das Aussehen des Gesteins selbst wechselt auf verschiedenen Niveaus deutlich. Die Farbe ist grünlich grau bis zu fast rein weiss, zuweilen auch fleckig von beiden Farben. Die Struktur ist dicht bis porphyrisch, und zwar nehmen die porphyrischen Krystalle zuweilen überhand im Vergleich

zu der Grundmasse. Obschon, wie erwähnt, alle Varietäten wahrscheinlich Ausbildungsformen ein und derselben Gesteinsmasse sind, lassen sich folgende Typen unterscheiden:

a) von etwa 100 M. Tiefe stammend. Scharf begrenzte Krystalle von saurem Plagioklas (Oligoklas) liegen in einer grünlichen, dichten, schwach doppelbrechenden Masse, in welcher zahlreiche sehr feine Plagioklasleistchen der einzige unterscheidbare Bestandteil sind, und welche noch ein hyalopilitisch-glasiges Aussehen behält. Quarz kommt in einigen Hohlräumen vor, wo er wahrscheinlich in Verbindung mit der Gesteinsverfestigung ausgeschieden ist.

Als untergeordnete Partien und Bruchstücke in den Breccien findet man an mehreren Stellen ähnliche Varietäten von Plagioklasporphyrit mit typisch trachytoidischer Grundmasse, die durch alle Übergänge mit dem folgenden Typus verbunden sind.

b) Auf mehreren Niveaus, z. B. schon bei 25 M., in grösserer Tiefe sich mehr dem vorigen Typus nähernd, tritt ein hellgrüner Porphyrit auf, mit weisslichen Plagioklaskrystallen, die sich nur schwach von der Grundmasse abheben und sich u. d. M. als ziemlich stark zersetzt erweisen, jedoch ohne Ausscheidung von Kalkspat. Die Individuen haben tafelförmigen Habitus und scharfe Begrenzung, ohne dass dabei die Krystallflächen sichtbar sind; rundliche, mit Grundmasse ausgefüllte Einbuchtungen sind sehr selten. Quarz, Ferromagnesiamineralien, und wohl auch Orthoklas fehlen vollständig. In der Grundmasse beobachtet man stengligen Plagioklas, ferner hellfarbige Amphibolfasern sowie chloritische Substanz, aber die Hauptrolle spielen Tafeln und ganz unregelmässig-lappig begrenzte Individuen von Feldspat ohne Zwillingslamellierung. Die Struktur ist demgemäss mikrogranitisch macht aber den Eindruck, als ob sie durch Weiterwachsung, vielleicht in Verbindung mit Entglasungsprozessen, entstanden wäre.

Es ist schwierig, ohne Analysen den eigentlichen Charakter dieses Gesteins festzustellen, zumal da sich die Zusammensetzung der Plagioklase nur schwer ermitteln lässt, aber wahrscheinlich dürfte es mittelsauer und zu den Porphyriten, jedenfalls aber nicht zu den Augitphorphyriten, zu rechnen sein.

c) Hauptsächlich auf höheren Niveaus und in der unmittelbaren Nähe des Erzganges findet man Gesteine von relativ grobkristallinischer Struktur, mit keinen oder nur wenig hervortretenden Einsprenglingen und einer Grundmasse, die aus ganz lappig in einander greifenden Individuen besteht. Chloritische Substanz ist gewöhnlich reichlich anwesend. Die ganze Struktur ist wahrscheinlich sekundär infolge mit der Erzbildung gleichzeitiger Prozesse entstanden. In der unmittelbaren Nähe des Ganges tritt auch Quarz in die Zusammensetzung hinein.

Der Erzreichtum des Ganges setzt sich nur bis zu einer Tiefe von etwa 150 M. fort. Die untersten Teile der Grube konnte ich nicht besuchen, aber das als »Broceador» bezeichnete, angeblich dort anstehende

Gestein unterscheidet sich nicht sehr von einigen Varietäten der oberen Bänke, ist stark zersetzt, aber zeigt Andeutungen von trachytoidischer Struktur.

Nach Norden zu wird die erzführende Formation von den jurassischen Sedimentärgesteinen abgebrochen, und es ist nicht möglich gewesen, in denselben den Erzgang wiederzufinden. Nach Süden wird letzterer durch mehrere Eruptivgänge abgeschnitten, von denen der einzige von mir untersuchte aus einem verhältnismässig frischen Augitporphyrit besteht, dessen Feldspat sich nach der Auslöschung auf Spaltblättchen nach P und M sich als Bytownit ($Ab_1An_2 - Ab_1An_4$) erwies. Der Erzgang setzt sich auch jenseits dieser Gänge fort, aber fast ohne Gehalt an Silber; dagegen ist Pyrit reichlich anwesend. Das umgebende Gestein ist anfangs eine weisse, ziemlich frische Ausbildungsform von demselben Typus wie die obenerwähnten Porphyrite, aber in geringer Tiefe trifft man einen Diabas oder Diabasporyhyrit, mit wenig zersetzten Feldspatleistchen, während der Augit in Chlorit und Calcit umgesetzt ist. In einiger Entfernung werden beide von einem dunkelfarbigem porphyrischen Gestein mit grossen Einsprenglingen bedeckt.

Zur Erklärung dieses Erzvorkommnisses muss man annehmen, dass, wahrscheinlich in spätmesozoischer Zeit, in Verbindung mit der Eruption der augitporphyritischen Gesteine in den etwas älteren Porphyriten eine Hauptspalte entstand, und dass die Gesteinsmassen an beiden Seiten etwas gesunken sind, wobei nach den früheren Schwachheits- oder vielleicht Lagerungsflächen Gleitungen unter Quetschung und Breccienbildung eintraten. Durch Vermittelung aufsteigender Lösungen setzten sich in dem zwischen den Sedimentärbildungen und den Porphyritgängen eingeschlossenen Teile die Erzminerale ab, und zwar sowohl in den Spalten und Sprüngen als auch in ihrer Nähe zwischen den Eruptivbänken. In letzterer Weise entstanden lagerförmige Erzmassen, die von beiden Seiten gegen die Hauptspalte einfallen (Vergl. das Bild Fig. 4 oben).

Nur etwa 6 Km. nördlich von Buena Esperanza liegt das Silbererzfeld von **Tres Puntas**, eine Gruppe von Minen, die früher sehr reich waren, jetzt aber nicht mehr bearbeitet werden. Ich habe sie nur sehr flüchtig besucht, und bloss eine von den Minen, Victoria, habe ich mir angesehen; ich erwähne sie daher nur zum Zweck der Vergleichung mit dem so nahe gelegenen Distrikt von Chimbero. Auch in Victoria hat man einen 0,5—1,5 M. breiten Gang, der in N 20° W streicht und 55—70° nach W. fällt. Auch hier finden sich kleinere Nebengänge und Adern mit Quarz oder Schwer-spat gefüllt, und auch hier passiert der Gang verschiedene »Mantos» oder Gesteinsbänke. Aber diese sind hier nicht auf dieselbe Weise wie in Chimbero erzführend, obschon sich zuweilen an den Gang Erzkörper von gewaltiger Ausdehnung anschliessen. Es sollen übrigens im Distrikt mehrere erzführende Gänge von wechselnder Richtung existieren, die häufig

Unregelmässigkeiten zeigen, indem sie Verwerfungen erlitten haben, oder sonst Umbiegungen machen. Der grösste Reichtum setzt sich zu keiner bedeutenden Tiefe fort, aber einige der Minen sind ziemlich tief. Kalksteine und Sandsteine spielen in der Zusammensetzung des Nebengesteins eine grosse Rolle, aber wenigstens in der Victoria scheint der Erzreichtum in den Eruptivgesteinen konzentriert zu sein, die aus stark zersetzten Augit- und Diabasporphyriten und wohl auch weniger sauren Porphyritgesteinen bestehen. Eine buntfarbige Sandsteinschicht schneidet den grössten Erzkörper fast vollständig ab.

Man hatte die Absicht, die Arbeiten wieder aufzunehmen, da man gerade wegen der unregelmässigen Verhältnisse noch die Hoffnung hegte, bei genaueren Untersuchungen neue Erzmassen entdecken zu können

6. Silberminen von Chañarcillo.

(Prov. Atacama, 27° 50' S. Br., 70° 23' W. L.).

Wie in so vielen anderen chilenischen Silberdistrikten ist auch in den berühmten Minen von Chañarcillo, die einst die ergiebigsten des Landes waren und überhaupt zu den reichsten gehören, welche je entdeckt worden¹, jetzt die Arbeit fast vollständig niedergelegt. Ausser wegen ihres Reichtums sind diese Minen auch deshalb interessant, weil sie fast die einzigen in Chile sind, über die eine ausführliche Beschreibung veröffentlicht worden ist², und weil sie infolgedessen in der Litteratur häufig als typisch für das Land angeführt werden³. In vielen Beziehungen hat dies auch als richtig zu gelten, obschon es bei dem grossen Wechsel dieser Klasse von Lagerstätten nur für eine gewisse Gruppe von Vorkommnissen zutrifft. Gerade zum Vergleich möchte ich, obschon ich mich in der Umgegend nur ein paar Tage aufgehalten habe und den früheren Beschreibungen hauptsächlich nur einige mikroskopisch-petrographische Angaben hinzufügen kann, in aller Kürze hier auch diese Minen beschreiben.

Dieselben sind an einem vereinzelt liegenden Berge gelegen, der in fast allen Teilen und an allen Höhen von silberführenden Gängen und Adern vollständig durchsetzt ist. Allerdings machen sich in den verschiedenen Teilen beträchtliche Unterschiede geltend. Seine Hauptmasse besteht aus dichten, hellgrauen Kalksteinen der Kreideformation, und überall⁴, wo die Gänge in diesen Kalksteinen auftreten, sind sie ausserordentlich

¹ So gross wie die von MÖRCKE (l. c. S. 191) angegebene, oder 300 Mill. Pesos Gold = 1.200 Mill. Mark, ist die Produktion allerdings nicht gewesen. Höchstens kann man sie etwa auf 300 Mill. Pesos jetziger chilenischer Währung = 450 Mill. Mark schätzen.

² F. A. MOESTA, Über das Vorkommen der Chlor-, Brom- und Jodsilberverbindungen in der Natur. Marburg 1870.

³ Vergl. z. B. E. SUESS, Die Zukunft des Goldes (1877) S. 212.

⁴ Mit Ausnahme von dem unten erwähnten "Panizo ahuesado".

reich, und haben auch häufig die Kalksteine selbst mit Erz bis zu einer Entfernung von 5 bis 10 M. oder noch mehr angereichert, wahrscheinlich deshalb, weil diese von einem Netzwerk feiner silberführender Sprünge und Adern durchsetzt sind.

Zwischen die Kalksteine sind zwei mächtige Einlagerungen von Grünsteinen eingeschaltet, und in diesen haben sich die Gangspalten überall als nicht abbauwürdig erwiesen. Eine Ausnahme bilden nur einige verhältnismässig dünne Grünsteinbänke an dem unteren Kontakt der oberen Eruptivzone (»Mantos verdes pintadores«), wo wieder viel Silber gefunden wurde, und dasselbe gilt in Bezug auf die zwischen den beiden Zonen liegenden Kalksteine, die, nach PISIS, häufig kontaktmetamorphisch von denselben verändert sind¹. Aber auch die erzführende Kalksteinzone selbst ist in zwei Abteilungen geteilt, und zwar durch eine beinahe 100 M. mächtige Zone, »Panizo ahuesado«, die in einer von mir untersuchten Probe, aus den oberen Teilen stammend, aus sehr dichtem, fast reinem Kalkstein besteht. Möglich ist allerdings, dass dieselbe in anderen Teilen quarzreicher ist als die gewöhnlichen erzführenden Kalksteine, aber eine grössere petrographische Veränderung tritt kaum ein.

Unterhalb der unteren Grünsteinzone hat man den Haupterzgang noch weitere 150 M. durch Kalkstein verfolgt und überall Silber gefunden, allerdings nicht in so reichlicher Menge wie oben.

Die verschiedenen erzimprägnierten Bänke werden wie gewöhnlich als »Mantos« bezeichnet, und einige von diesen haben sich über das ganze Feld als sehr reich erwiesen, wie z. B. der »Manto negro«, ein von organischer Substanz tief schwarzgefärbter Kalkstein der zweiten Anreicherungszone (Zone III unten); andere konnten nur stellenweise grössere Anreicherungen aufweisen.

Im ganzen Berge lassen sich von oben nach unten folgende Hauptzonen unterscheiden:

- I. Mantos calidos (90 M.), erstaunlich reich an Chlorsilber etc.
- II. Erster »Panizo verde« (Grünsteinzone) ohne Erz (150 M.).
- III. Mantos pintadores (25 M.), Kalksteine und untergeordnete Grünsteine (Manto verde pintador, vergl. unten), meistens sehr reich.
- IV. Panizo ahuesado (100 M.), dichte Kalksteine, in denen der Gang nur an vereinzelter Stellen erzführend ist.
- V. Mantos pintadores azules (150 M.), Kalksteine, grösstenteils erzführend, aber mit abnehmendem Reichtum.
- VI. Zweiter »Panizo verde« oder erzarme Grünsteinzone (75 M.).
- VII. Mantos de los planos, die untersten, nicht sehr silberreichen Kalksteine (150 M.).

Der Berg wird von mehreren wenig mächtigen Gängen, sog. Chorros, durchsetzt, die aus einem stark zersetzten, aber unzweifelhaft eruptiven, augitporphyritischen Gestein bestehen. Das Erz ist hauptsächlich an zwei

¹ Geogr. fisica S. 153.

grössere Hauptspalten gebunden, die in je N 29° O und N—S verlaufen und, ehe sie sich vereinigen, durch zwei der eben erwähnten Eruptivgänge abgebrochen werden, ohne dass man ihre Fortsetzung gefunden hat.

Die meisten der von mir mikroskopisch untersuchten Proben stammen aus den Abteilungen II und III der oben gegebenen Übersicht. Bei allen ist ganz auffallend, dass diese Gesteine grosse sekundäre Veränderungen erlitten haben. Nur eine einzige Probe stellt ein frisches Gestein dar. Dieselbe wurde unter dem zu Tage geförderten Material gesammelt und stammt nach Angabe des Grubenverwalters aus den eruptiven »Mantos pintadores» der Zone III. Sie zeigt einen fast schwarzen Augitporphyrit mit nur wenig zersetzten Augit- und Plagioklaskrystallen sowie Calcitpartien, Resorptionsresten von Bruchstückchen ähnlich, die in einer sehr dichten, an feinen Plagioklasmikroliten reichen Grundmasse liegen. Andere Proben, die ich selbst auf etwa demselben Horizonte sammelte, sind fast vollständig in sekundäre Mineralien: Calcit, Chlorit, sericitähnliche Schuppen, Pyroxenstengel u. a. umgewandelt, und enthalten daneben reichlich Pyrit.

Fast ebenso sehr verändert sind die Gesteine des oberen Panizo verde. In den am besten erhaltenen Proben liegen noch Reste der porphyrischen Plagioklaskrystalle in einer Masse, die an einigen Stellen noch die ursprüngliche Augitporphyrit- oder Hyalopilitstruktur erkennen lässt. In anderen Proben war die Struktur diabasisch, und beide Strukturen kommen zuweilen in derselben Probe vor, je nach der Art der Eruptivbreccien mit einander wechselnd. Möglich wäre sogar, dass z. T. Tuffe vorliegen.

Die Kalksteine selbst zeigen keine bemerkenswerten petrographischen Eigenschaften, enthalten aber nebst Calcit fremde, durch metasomatische oder Kontaktumwandlung entstandene Mineralien. Eine Breccie, wahrscheinlich aus der Hauptgangspalte selbst (in Zone III) stammend, besteht aus Bruchstücken von kalkreichem Quarzit, von Quarz zusammengehalten.

Aus den angeführten Gründen wurde das geologische Auftreten der Erze nicht näher untersucht, und besonders kenne ich deren Beziehung zu den Eruptivgesteinen nicht. In betreff der deckenförmig auftretenden basischen Eruptivgesteine ist auffallend, dass reiche Erze in denselben nie in irgend welcher Entfernung vom Kontakte nachgewiesen worden sind, während sie im Kalkstein fast überall vorkommen. Andererseits fällt auf, dass auch die Kalksteine fast nur *in der Nähe* der Grünsteinsdecken reich sind, wie uns der »Panizo ahuesado» lehrt¹, und nähere Untersuchungen über dieses Auftreten würden vielleicht über die Bildungsgeschichte dieses grossen Erzkörpers Aufschluss gewähren.

¹ Allerdings findet sich etwa in der Mitte dieser Zone eine Einlagerung, der sog. Manto Bocona, die sich an mehreren Stellen als reich erwiesen hat, aber die petrographische Beschaffenheit derselben ist mir vollständig unbekannt.

Die oben beschriebenen Silberminen von Los Bordos, Arqueros, Condoriaco, Quitana, Chimbero, Tres Puntas und Chañarcillo sind nebst denen von Agua Amarga, Lomas Bayas, Florida sowie dem nördlicher gelegenen Caracoles, die wichtigsten, die in diesem Jahrhundert im eigentlichen Chile bearbeitet worden. Auf die letzteren beziehen sich die folgenden Ausführungen nicht. Jene sind aber, wie wir gesehen haben, in mehreren Beziehungen einander ähnlich, während sie in anderen bedeutend von einander abweichen. In allen findet man diejenigen spätesozoischen Augitporphyrite, deren nahe Beziehung zu den chilenischen Silbererzlagern schon von mehreren Beobachtern hervorgehoben worden ist. Ihre Menge, verglichen mit den anderen Gesteinsgliedern, sowie ihr Auftreten ist aber sehr verschieden. Bei Chimbero hat man sie überhaupt nicht im Kontakt mit dem reichen Erzkörper getroffen, sondern das Nebengestein ist hier mittelsaurer Porphyrit. Bei Condoriaco finden sie sich nur als wenig mächtige Lagergänge, die kaum in irgend einer ersichtlichen Beziehung zu dem Erzreichtum stehen. Zu einem Übergangstypus gehört Chañarcillo, während sie in den anderen Distrikten eine grosse Rolle spielen.

Was das Auftreten des Erzes betrifft, gehört Los Bordos zu einem ganz abweichenden Typus. Das Erz folgt einer durch mechanische Störungen ausgezeichneten Kontaktzone. Alle übrigen sind Gangvorkommnisse¹, aber in den meisten finden sich die Erzminerale nicht nur in dem Hauptgange, sondern auch in feinen Adern, die in grösserer oder geringerer Entfernung das Nebengestein durchschwärmen. Dabei machen sich aber je nach der Beschaffenheit des Nebengesteins grosse Verschiedenheiten geltend, und zwar sowohl in Bezug auf das Erzführen des letzteren als auf das des Hauptganges. Wir sehen hier von dem Falle ganz ab, dass sich der Gang in irgend einer Gesteinsschicht überhaupt nicht fortsetzt, wie dies in einigen der Lagergänge von Condoriaco der Fall ist.

Am besten sind die Verhältnisse in Chañarcillo bekannt, wo man in einem Vertikalschnitt von etwa 800 M. sieben verschiedene Zonen unterscheiden kann, von denen vier erzreich und drei erzarm sind. Dieser Umstand hat auch betreffs vieler anderen Erzfelder, wo der Reichtum sich als an eine gewisse Schicht gebunden zeigte, die Hoffnung hervorgerufen, bei Arbeiten in der Tiefe den nämlichen Wechsel wiederzufinden, aber Chañarcillo unterscheidet sich von den meisten anderen Minen dadurch, dass der Reichtum den Sedimentgesteinen folgt, die verarmenden Lager aber Eruptivgesteine sind². In Tres Puntas, Quitana und Arqueros scheint wenigstens teilweise gerade das Gegenteil der Fall zu sein. Überhaupt scheint in fast allen anderen Minen der Reichtum an die obersten Gesteinsbänke gebunden zu sein. In Chimbero ist eine auffallende Veränderung des Nebengesteins bisher nicht nachgewiesen worden, der man die Ver-

¹ Chimbero gehört aber dabei zu einem Mischtypus.


² Ausserdem sind auch die centralen Teile der zweiten grossen Sedimentärzone (Panizo ahuesado) erzarm.

armung gegen die Tiefe zuschreiben könnte. In Condoriaco scheint es, dass gewisse Eruptivgänge gegen die Tiefe das Erzführen abschneiden¹. In Arqueros endlich ist das Erz an die oberste, etwas zersetzte Porphyritdecke gebunden, während die unteren, meistens frischeren Gesteinsbänke unfündig sind, allerdings auch da, wo ihr Aussehen dem oberen, erzführenden Gestein ähnelt. In einigen von ihnen ist sogar der Gang nicht oder doch sehr undeutlich ausgebildet.

Schon jetzt ersehen wir, dass, während sich zwischen den Lagerstätten gewisse Analogien vorfinden, man ein bestimmtes Gesetz nicht finden kann, nach dem das Erz an gewisse bestimmte Arten von Nebengestein gebunden wäre.

In einer folgenden Mitteilung wollen wir noch einige der wichtigsten Gold- und Kupferminen beschreiben, um nachher zu einigen theoretischen Erörterungen überzugehen.

¹ In horizontaler Richtung ist dasselbe häufig der Fall; so in Quitana, Chañarcillo, Chimbero.



Beobachtungen über die Gletscher von Sulitelma und Ålmajalos.

von

J. Westman.

(Hierzu Tafel III und eine Karte.)

Einleitung.

Auf dem Skandinavischen Höhenrücken finden sich zwischen dem 66ten und 68sten Breitengrade an der Reichsgrenze mehrere recht bedeutende Gletscher. Ihren südlichsten Komplex bilden die Sulitelmagletscher, deren Koordinaten 67° 8' N. B. und 16° 25' E. L. von Greenwich sind. Im Norden dieser Gruppe liegen der Ålmajalosjekna¹ auf 67° 15', der Rakkokjekna auf 67° 25', Gautelestuoddar auf 67° 28' und der Rakkojekna auf 67° 31', welche zum grösseren Teil östlich von der Reichsgrenze gelegen sind. Weiter nach Osten finden sich nicht unbedeutende Gletscher auf den Abhängen des Kaissiget bei 67° 8', des Jeknafo bei 67° 9', des Kissouris bei 67° 30' und des Rautoåive bei 67° 44' N. B.

Für zwei dieser Gletscher, nämlich den Salajekna, der mit dem Stuorajekna zusammen die Hauptmasse der Sulitelmagletscher östlich von der Reichsgrenze bildet, und den Ålmajalosjekna existiert eine Beschreibung von Wahlenberg (1808), dagegen sind die übrigen genannten Gletscher noch nicht näher untersucht. Auf Anregung von Dr. SVENONIUS unternahm ich im Sommer 1897 eine Reise nach diesem Gletschergebiet, um für die internationalen Gletscheruntersuchungen einen Beitrag zur Kunde dieser Gegend zu liefern. Ich besuchte damals in der Zeit vom 14/7—8/8 hauptsächlich den Salajekna, Stuorajekna, Kaissigetsjekna und Jeknafojekna. Im Sommer 1898 wurde die Arbeit vom 14/7—17/8 fortgesetzt, wobei ich, ausser den genannten, auch den Ålmajalosjekna und ein par norwegische Gletscher der Nordseite des Sulitelma untersuchte.

Mein Hauptaugenmerk richtete ich auf eine genaue Fixierung der gegenwärtigen Ausdehnung der Gletscher und speciell der Lage ihrer Vordrängungen, um einen sicheren Ausgangspunkt für spätere, systematische Untersuchungen ihrer Variationen zu schaffen. Zu diesem Zwecke sind die

¹ Jekna ist die lappländische Bezeichnung für Gletscher.

Gletscher von verschiedenen, mit grossen Steinhaufen gekennzeichneten Punkten, photogrammetrisch aufgenommen. Ausserdem habe ich Beobachtungen über die Bewegung der Gletscher, die Abschmelzung von Eis und Schnee, das specifische Gewicht des Eises, die Temperaturverhältnisse in der Nähe der Gletscher, in Oberflächenrinnalen und Gletscherbächen, die Moränen u. s. w. gemacht und will im folgenden einen kurzen Bericht über die gewonnenen Resultate geben.

Zur Bestreitung der Kosten für diese Reisen wurde mir ein SEDERHOLMS Reisestipendium zugeteilt, auch erhielt ich Beiträge von dem Schwedischen Touristenverein, der Schwedischen Geologischen Landesanstalt und einzelnen Förderern der Wissenschaft, denen allen ich hiermit meinen Dank ausspreche. Meine Arbeit wurde wesentlich erleichtert durch das Entgegenkommen der Sulitelmagruben-Aktiengesellschaft, welche die für die zahlreichen, beschwerlichen Transporte von Proviant und Bagage zwischen Furulund, dem Hauptorte der Gruben, und meinen Lagerplätzen nötigen Arbeitskräfte und Pferde kostenfrei zu meiner Disposition stellte. Hierfür, ebenso wie für das Wohlwollen und die Gastfreiheit, welche mir in Furulund zu Teil wurden, sage ich meinen aufrichtigsten Dank. Endlich bin ich im höchsten Grade verpflichtet den Herren Dr. SVENONIUS, welchem ich die Anregung zur ersten Reise verdanke, und Professor Dr. HILDEBRANDSSON, der mir vom meteorologischen Institut zu Upsala den grössten Teil der erforderlichen Instrumente lieth.

1. Die Karte.

Die vorhandenen topographischen Karten sind in Bezug auf diese Gletscher und besonders ihren Umfang ungenau, was ja natürlich ist, da der Massstab klein ist und sie zu anderen Zwecken angefertigt sind. Auf der besten Karte für die schwedische Seite dieses Gebietes hat ein Teil der Gletscher einen viel grösseren Umfang erhalten, als er jetzt in Wirklichkeit besitzt. Das gilt besonders für das SE vom Metjerpakte angegebene Gletschergebiet überhaupt, von dem jetzt nur einzelne Schneeflecken, einige vielleicht mit Eiskern, existieren, ferner für die Ost- und Nordseite des Sulitelma und besonders den Kaissigetsjekna. Dagegen sind einige der nördlicheren Gletscher nicht angegeben.

Es war daher eine Specialkarte dieser Gebiete sehr wünschenswert und, um eine solche, wenigstens für einen Teil derselben, aufzunehmen, führte ich im Sommer 1898 einen guten Photogrammeter mit, der eine Genauigkeit von 1' in den Winkelmessungen ermöglichte, und auf Grund der mit diesem Instrument aufgenommenen Photogramme ist beiliegende Karte des Salajekna, Stuorajekna, Ålmajalosjekna und einiger kleineren Gletscher ausgearbeitet. Auf den Photogrammen entspricht 1 mm einem Winkel von 12'5. Im allgemeinen ist die Lage der für die Ausführung der Karte notwendigen Punkte *graphisch* bestimmt. Die Entfernungen

zwischen wichtigeren Bergspitzen und Aufnahmepunkten, welche letztere durch Steinhäufen kenntlich gemacht wurden, sind auf Grund *direkter* Winkelmessungen mit dem Photogrammeter berechnet. Einige dieser Abstände sind in Tab. 1. angegeben.

Tab. 1. *Entfernungen zwischen wichtigeren Punkten.*

Reichsmarke N:o 239	— Störstetoppen	6945 meter
»	— Svenska Sulitelma	7544 »
»	— Kaskavare	5800 »
Aufnahmepunkt N:o IV	— Svenska Sulitelma	7003 »
»	— Aufnahmepunkt N:o V	1345 »
Aufnahmepunkt N:o V	— Svenska Sulitelma	7788 »
»	— Tuolpa-Lager	752 »
Reichsmarke N:o 240	— Svenska Sulitelma	6209 »
»	— Aufnahmepunkt N:o VIII	5465 »
»	— » IX	8148 »
»	— » XI	7683 »
Aufnahmepunkt N:o IX	— Störstetoppen	14500
»	— Svenska Sulitelma	14348 »
»	— Stortoppen	15340 »
»	— Vardetoppen	15485 »
»	— Aufnahmepunkt N:o VIII	4192
»	— » X	3055 »
»	— » XI	2723 »
»	— » XII	3557 »
Päimats-Lager	— » X	3794 »
»	— » XII	1147 »

Zur Bestimmung der Höhe der Landschaft und speciell der Gletscher über dem Meeresniveau wurden 1898 mittelst eines Hypsometers von Fuess, das eine Genauigkeit von 0.2 mm Quecksilber ermöglichte, an den Lagerplätzen morgens und abends Luftdrucksbeobachtungen angestellt. Zugleich wurden Temperatur und Feuchtigkeit der Luft bestimmt. Im Tuolpa-Lager sind zwischen dem 15—25 Juli und 12—16 August im ganzen 25, und im Päimats-Lager vom 26 Juli—7 August, 21 Beobachtungen gemacht. Zur Höhenbestimmung der Lagerplätze wurden nicht weniger als 10 Vergleichstationen angewandt, um den Einfluss der damals recht starken Gradienten zu eliminieren. Tab. 2 giebt das Resultat dieser Berechnungen und zeigt für das Tuolpa-Lager eine Meereshöhe von im Mittel 968 m und für das Päimats-Lager von 971 m. Mittelst Theodolit-Messungen sind die Höhendifferenzen über diese Normalstationen bestimmt, wobei ich aber die Erdkrümmung und die Refraktion nicht berücksichtigt habe, da die Horizontalabstände im allgemeinen gering waren. Für einige wichtigere Punkte ist die Meereshöhe auf der Karte angegeben.

2. Beschreibung der einzelnen Gletscher.

Wie die Karte zeigt, zerfällt das Sulitelma Gletschergebiet auf der schwedischen Seite in drei getrennte Teile. Im Süden und Westen des Bergkomplexes: Störstetoppen, Svenska Sulitelma, Kaskavare, Metjerpakte und Labba breitet sich der Gletscher Salajekna bis zur Reichsgrenze hin aus, wo ein niedriger Bergrücken zwischen dem Störstetoppen und dem Lairothale die natürliche Grenze zum Södra Sulitelma-Gletscher bildet. Nordöstlich von der erstgenannten Berggruppe erstreckt sich der Stuorajekna bis zu einer anderen



Fig. 1. Vertikale Eiswand vor der Randmarke N:o 1 am Labba (4 Aug. 1897).

natürlichen Barriere, welche vom Svenska Sulitelma, Lulleware und Unna Kasak gebildet wird. Auf den steilen Nordostabhängen dieser Barriere findet sich ein drittes Gletschergebiet, das aber im Vergleich mit den beiden erstgenannten ziemlich unbedeutend ist. Es hängt mit dem Stuorajekna durch einen 0.7 km breiten Sund zwischen dem Lulleware und Unna Kasak und einen an der schmalsten Stelle 73 m ($\frac{16}{8}$ 1898) breiten Eisstreifen südöstlich vom Unna Kasak zusammen.

*Der Salajekna*¹. Die Tafel Pl. III giebt einen Begriff vom Aussehen des Salajekna. Eigentümlich ist ihm die grosse Menge von Spalten, die ihm auch seinen Namen gegeben hat. Die ganze vordere Kante zum Lairothale ist ein grosses Chaos kolossaler, aufeinandergesta-

¹ Salajekna ist lappländisch und bedeutet Spaltengletscher.

Bull. of Geol., 1898.

pelter Eisblöcke und Eistrücken, welche durch tiefe Klüfte von einander getrennt werden. Längs dem Labba kommen typische Randspalten aber etwas weiter vom Gletscherufer werden auch hier die Spalten unregelmässig. Oberhalb der genannten Randpartie bildet die Gletscheroberfläche eine weite Ebene mit geringer Steigung zum Störstetoppen, Svenska Sulit und Kaskavare zu. Auch hier zeigten sich 1897, wo der Gletscher ungewöhnlich schneefrei war, zahlreiche Spalten zwischen dem untersten des Kaskavare und dem niedrigen Bergrücken längs der Reichsgrenze.

Im Lairothale besteht der Eisrand stellenweise aus einer steil fallenden Wand (z. B. bei den Randmarken N:o 13 und N:o 14), der meist ein schmaler Eisstreifen, der mit einer scharfen Kante abschliesst.



Fig. 2. Eiswand von 40—50 m Höhe am Fusse des Metjerpakte (4 Aug. 1897.)

vorgelagert ist. Am Labba dagegen erhebt sich die Eiswand (Fig. 1) überall unmittelbar zu bedeutender Höhe. Bei der Randmarke N:o 1 (den 20. 7. 1898) 27 m und bei N:o 3 29 m gemessen, doch schienen die nicht zugängliche Stellen der Eiswand noch höher zu sein. Auch an Nordostecke des Gletschers, am Metjerpaktestrande findet sich eine Eiswand von 20 m Höhe und etwas weiter hinauf am Fusse des Metjerpakte andere (Fig. 2), deren Höhe auf 40—50 m geschätzt werden kann. Am oberen Ende der Kluft, welche von dieser Eiswand und dem gleich sehr steilen Strande gebildet wird, bricht am Boden ein Gletscher hervor (1897 und 1898), der aber am unteren Ende der Kluft wieder in dem Eise verschwindet. Vor der Senkung zwischen dem Metjerpakte und Kaskavare befindet sich eine andere Randkluft. Diese nimmt vom St



N:o 14 - - - >
 N:o 13 - >
 N:o 12 - >
 N:o 11 - >
 N:o 10 - >
 N:o 9 - >
 N:o 8 - >

Richtung zu den Randmarken

^ N:o 12 ^ N:o 13 ^ N:o 14
 | | |
 ^ N:o 11 ^ N:o 10 ^ N:o 8
 | | |

Fig. 3. Südstecke des Salajekna und das Lairothtal von der Nähe der Randmarke N:o 6 aus gesehen (ao Juli 1898.)

jekna einen Gletscherbach auf, welcher wahrscheinlich derselbe ist, der in der erstgenannten Kluft wieder zu Tage tritt.

Den Abfluss des Salajekna, teilweise auch des Södra Sulitelma Gletschers und des Stuorajekna (cf. die Karte), bildet der Lairojokk, der an der Südostecke des Gletschers, westlich von der Randmarke N:o 12, von 3 Zuflüssen (Fig. 3) gebildet wird. Der westlichste derselben tritt unter der Eiskante an der Reichsgrenze zu Tage und folgt dem Gletscherstrand bis zur Randmarke N:o 14, wo er unter einer vorspringenden Ecke des Salajekna verschwindet, um etwas weiter unten wieder aus dem Eise hervortreten. Der mittlere ist vielleicht derselbe Bach, der wie erwähnt, am Metjerpakte zu Tage trat, während der östlichste vielleicht eine Fortsetzung des Metjerpaktejokk ist, der an der oberen Ecke des Gletschers am Labba unter dem Eise verschwindet. Die beiden letzten Zuflüsse kommen aus fast demselben Gletscherthor heraus. Ein anderer kleiner Zufluss des Lairojokk, an welchem die Randmarke N:o 11 liegt, entspringt gleichfalls an der Südostecke des Salajekna. Alle diese Zuflüsse sind stark lehmhaltig und der Lairojokk ist deshalb ein wirklicher Gletscherfluss. Bei seinem Ausfluss in den Pieskejaure sieht man auch stets eine weite Strecke grau-weiss vom mitgeführten Schlamm, und an der Mündung des Flusses hat sich ein wirkliches Delta gebildet.

An der Reichsgrenze liegt der Gletscherrand 885 m über dem Meeresspiegel, zum Labba zu sinkt er langsam und ist bei diesem 790 m, bis zu welchem Niveau in der Nähe des Sulitelma sonst kein Gletscher auf der Ostseite der Reichsgrenze herabreicht¹. Von diesem Punkte steigt der Gletscherstrand längs dem Labba, anfangs schnell zur Randmarke N:o 6, dann langsam und hat in der Nordostecke eine Höhe von 913 m. Von hier steigt er weiter und erreicht beim Metjerpakte eine Höhe von 1000 m, beim Kaskavare 1200 m und beim Svenska Sulitelma 1360. Die Oberfläche des Gletschers, dessen Areal 15.88 km² ist, bildet also, im grossen gesehen, eine schiefe Ebene, deren Neigung von N nach S, zwischen 790 m und 1360 m Meereshöhe, 4° beträgt.

Die Mächtigkeit des Gletschers habe ich nicht messen können. Die zugänglichen Spalten schliessen sich meist schon bei 15 m Tiefe. In einer Gletschermühle nicht weit vom Labbastrande bei der Randmarke N:o 3 sank das Lot bloss 13.8 m (⁸⁰/₇ 1897), obgleich die Eiswand am Strande dicht dabei 30 m hoch war. Doch ist es wahrscheinlich, dass die Eismasse stellenweise eine Mächtigkeit von wenigstens 100 m hat. Nimmt man eine mittlere Tiefe von 50 m an, so ist das Volumen der Eis- und Firnmassen 0.8 km³.

Der Stuorajekna. Fig. 4 zeigt fast den ganzen Stuorajekna, und Fig. 5 stellt eine Längensektion des Gletschers von der Mitte der Kante der Gletscherzunge bei Tuolpa bis zum höchsten Teil des Kaskavare dar

¹ Die Angabe bei Heim: Gletscherkunde p. 432, dass einer der Sulitelmagletscher bis zum Meere hinabreiche, scheint auf einer Verwechslung mit dem Svartisen zu beruhen.

Unna Kasak.

Svenska Sulitelma.

Kaskavare.

Metjerpakte

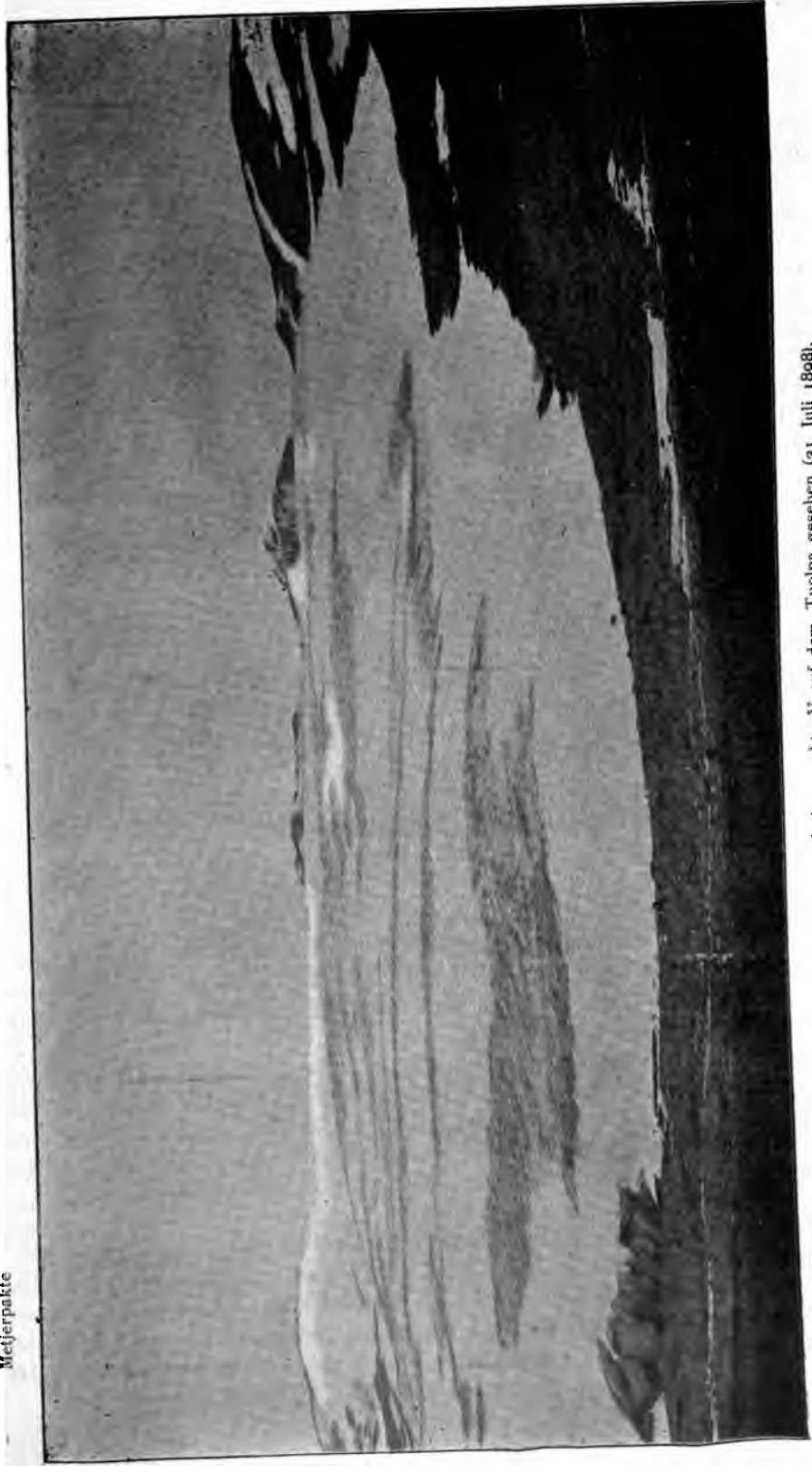


Fig. 4. Sturajekna vom Aufnahmepunkte V auf dem Tuolpa gesehen (21 Juli 1898).

und zeigt, wie man sich die Neigung des Gletscherbettes selbst zu denken hat. Der obere Teil des Gletschers ist sehr eben, was auf Eis- und Schneelager von bedeutender Mächtigkeit oder verhältnismässige Ebenheit des Bodens schliessen lässt. In der unteren Hälfte scheint das Gletscherbett einige Absätze zu haben, über welche die Eismasse in drei Fällen herabstürzt. Der oberste Fall bildet ein Gebiet gewaltiger Spalten, das vom Unna Kasak fast bis zur Ostseite des Metjerpakte reicht. Der mittlere erstreckt sich als ein breites Band von Eisblöcken und Säulen quer über den grössten Teil des Gletschers. Der unterste Fall ist der kleinste, und an seinem Nordostende findet sich eine Eiswand von 3—400 m Länge und 30—40 m Höhe. Fig. 7 zeigt im Vordergrund das südliche, spaltenreiche Ende dieses Falles, zwischen Metjerpakte und Unna Labba, und zur Rechten im Hintergrunde einen Teil des mittleren Eisfalles.

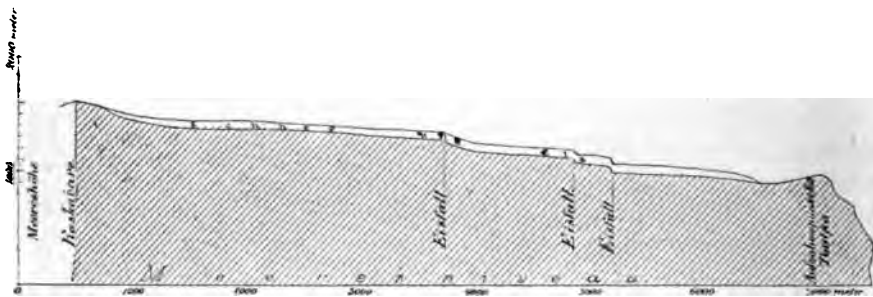


Fig. 5. Längensektion des Stuurajekna vom Tuolpa zum Kaskavare.

Sieht man von den eigentlichen Randpartien ab, so breitet sich die Eisfläche, im grossen gesehen, senkrecht zur oben genannten Längensektion von der Unterkante des Gletschers am Tuolpa bis zu einer Sektion zwischen den höchsten Partien des Unna Kasak und Metjerpakte horizontal aus. Hier beginnt der Gletscher zum Lulleware und Svenska Sulitelma zu steigen und anderseits sich zum Passe zwischen Metjerpakte und Kaskavare zu senken, wo er eine Eiszunge bildet, deren unterer Teil etwas muldenförmig ist und sich stark senkt, bis er in einer fast senkrechten Eiswand von bedeutender Höhe in einem nach oben konvexen Bogen zwischen den Bergseiten abschliesst, wie man aus Fig. 6 teilweise ersieht.

Aus dieser Eiszunge entspringt (Fig. 6) der Gletscherbach, der, wie oben erwähnt, über die steile Bergwand in eine grosse Strandkluft des Salajekna herabstürzt und später vom Lairojokk an der Südostecke des Salajekna aufgenommen wird. An der Ostseite des Metjerpakte tritt der Metjerpaktejokk hervor, der, wie schon genannt, gleichfalls vom Lairojokk aufgenommen wird. Weiter unten am Unna Labba sammelt sich das

Erosionswasser zu einem kleinen Moränensee (Fig. 7 und Fig. 8), dessen Ablauf der Labbajokk bildet. Zwischen letzterem und dem Unna Labba befindet sich ein älteres Bett des Baches, welches aber jetzt vom See durch bedeutende Moränenwälle, welche sich nahe der Mündung quer über dasselbe erstrecken, getrennt wird. Der See hat eine bedeutende Tiefe längs der Eiskante zwischen der auf Fig. 8 sichtbaren Insel und dem Ufer im Hintergrunde (siehe auch Fig. 7). An drei Stellen wurden hier am 26 Juli 1897 je 6.8, 5.5, 6.6 m und an einem Punkte am 16 August 1897 8.0 meter Tiefe gemessen. Zum Unna Labba zu ist der See vom Eise aufgedämmt, welches nicht weit zurückzutreten brauchte, um dem See einen Abfluss längs der Nordostseite des Unna Labba zum Tuolpajokk an der Südostecke

Kaskavare

Stuorajekna

Metjerpakte

Salajekna



Fig. 6. Der Pass zwischen dem Kaskavare und Metjerpakte (4 Aug. 1897).

des Gletschers zu schaffen. Bei der Randmarke N:o 23 tritt dieser Bach auf einer Strecke von 43 m (^{16/7} 1898) mit einer Minimalbreite von 5.5 und einer Maximalbreite von 7.2 m zu Tage. Die vier genannten sind die einzigen Abflüsse des Stuorajekna. Sie sind sämtlich stark schlammführend. Das Wasser ist gewöhnlich grau und lehmig, ausnahmsweise auch braun (Metjerpaktejokk ^{18/7} 1898).

Während der Salajekna auf weiten Strecken mit Eiswänden abschliesst, ist dies beim Stuorajekna nur ausnahmsweise der Fall. Eine nicht völlig senkrechte Eiswand findet sich, wie schon erwähnt, im Passe (Fig. 6) zwischen Metjerpakte und Kaskavare, zwei Eisfälle in der Nähe des Moränensees beim Unna Labba (Fig. 7) und eine Eiswand von c. 100 m



Fig. 7. Südlicher Teil des Stuorajekna von der Nordseite des Unna Labba gesehen (18 Juli 1898).



Fig. 8. Teil des Moränenbandes zwischen Unna Labba und Metjerpakte (4 Aug. 1897).

e und 18 m Maximalhöhe da, wo der Tuolpajokk aus dem Gletscher
 orbricht. Ausserdem finden sich drei bedeutende Randklüfte, von denen
 unterste, welche an der Südseite des Unna Kasak nicht weit von der
 marke N:o 30 liegt, mehrere horizontal übereinander gelagerte Schichten
 , die durch etwas vorspringende, schmutzführende Kanten geschieden
 en, wie auf beistehender Fig. 9 zu sehen ist. Die vertikale Mächtigkeit
 r Schichten war im unteren Ende der Kluft folgende:

Am $\frac{5}{18}$ 97				Am $\frac{16}{18}$ 98			
N:o 1	Schnee	1.27 m		N:o 1	Schnee	1.75 m	
» 2	Eis	0.34 »		» 2	»	0.53 »	
» 3	»	0.76 »		» 3	Eis	0.55 »	
» 4	»	0.46 »		» 4	»	0.32 »	
» 5	»	0.37 »		» 5	»	0.50 »	
» 5	»	0.46 »		» 6	»	0.43 »	
» 7	»	0.36 »		» 7	»	0.36 »	
				» 8	»	0.50 »	



Randkluft an der Südseite des Unna Kasak vom oberen Ende aufgenommen (24 Juli 1898).

Man kann kaum bezweifeln, dass diese Schichten Jahreslager sind.
 derselben besteht wieder aus mehreren Lagern, welche wohl stärkeren
 eefällen ihren Ursprung verdanken. Die Jahresschichten des Eises
 rechnen im Mittel 0,4 m Wasser. In welchem Verhältnis diese Ziffer
 jährlichen Totalniederschläge oder zum Winterniederschläge steht, ist
 er zu entscheiden, da mehrere in ihrem Zahlenwerte unbekannte
 oren, z. B. die Verdunstung von der Schneeoberfläche, die Absorption
 Schmelzwassers durch den Schnee u. s. w. in Betracht kommen.

Unter den genannten horizontalen Schichten kamen 1897 mehrere breite, schräge Bänder von abwechselnd blauem und farblosem Eise vor, welche aber 1898 weniger deutlich ausgebildet waren.

Eine andere Kluft befand sich an der oberen Seite des Unna Kasak, und an der Südseite des Lulleware wurde am 20 Juli 1897 eine dritte sehr grosse und zum Teil mit Schmelzwasser gefüllte Kluft bemerkt.

Die Höhe des Gletscherrandes über dem Meere ist an der Stelle, wo der Tuolpajokk hervortritt, 899 m, welches das tiefste Niveau ist, bis zu dem der Stuorajekna herabreicht. Der Moränensee an der Nordwestseite des Labba liegt c. 1000 m über dem Meere. Das höchste Niveau, welches die Schneedecke erreicht, ist c. 1550 m am Svenska Sulitelma. Das Areal des Stuorajekna ist 14.67 km^2 , und wenn seine mittlere Mächtigkeit auf 50 m geschätzt wird, ist sein Volumen 0.7 km^3 . Die mittlere Neigung der Oberfläche längs der genannten Sektion (Fig. 5) ist c. 6° .

→
Randmarke
N:o 6



↑ Randmarke N:o 6

Fig. 10. Gletscher an der Ostseite des Unna Kasak (5 Aug. 1897).

Die Gletscher an der Nordostseite des Sulitelma Gebietes. Diese beiden Gletscher sind unbedeutend im Vergleich zum Stuorajekna und Salajekna. Der Gletscher zwischen dem Unna Kasak, Lulleware und Kasak hat ein Areal von 1.90 km^2 , der auf der Nordostseite des Svenska Sulitelma von 1.17 km^2 . Am unteren Ende des ersteren finden sich zwei kleine Seen, welche durch eine auf Berggrund abgelagerte Moräne getrennt werden. Der östliche hat seinen Abfluss zum Varvek Bach und weiter durch den

jaure zum Pite-elf, der andere durch den Virijaure zum Lule-elf. Es so die genannte Moräne ein Teil der Wasserscheide zwischen den gebieten des Pite-elf und des Lule-elf. Wie die Karte zeigt, verschwindet ablauf des östlichen Sees anfangs unter dem Gletscher und tritt bei andmarke N:o 6 unter einer Eiswand wieder zu Tage, wie auch auf 10 links im Vordergrunde zu sehen ist. Der Fuss dieser Eis- liegt in einer Meereshöhe, welche durch folgende Beobachtungen mt wird:

	$\frac{5}{16}$ 1897	$\frac{18}{18}$ 1898
Aneroïd beim Tuolpalager	677.6	676.4
» bei der Eiswand	668.6	667.3
Temperatur der Luft	6°.5	6°
Höhe über dem Tuolpa-Lager	108 m	110 m.



Kaissigetsjekna von einem Punkte östlich vom Kasak aufgenommen (16 Aug. 1898).

Da die Höhe des Tuolpalagers 968 m ist, so ist also die Meeres- des Fusses der Eiswand, wo der Gletscher auch sein tiefstes Niveau at, c. 1077 m.

Der Kaissigetsjekna. Am Kaissigetstjäkko findet sich nur ein ein- ziemlich kleiner Gletscher. Einige andere Schneefelder haben wahr- lich gleichfalls einen Eiskern, sind aber zu klein, um den Namen her zu verdienen. Das auf dem Sulitelmablatt der topographischen sichtbare Schnee- und Eisfeld zwischen Lulleware und Kaissigets- existiert jetzt nicht, und der Thalboden war hier während des Hoch- ers fast ganz schneefrei.

Die vorstehende Fig. 11 zeigt die Gestalt des Kaissigetsjekna. Die Neigung ist bedeutend, besonders auf dem unteren schmaler werdenden Teile. Trotzdem ist aber die Erosion gering, wie man an den aus dem Gletscher entspringenden Bächen sieht, welche fast völlig klares Wasser führen. Die Längenaxe des Gletschers misst c. 1 km und die grösste Breite 400 m. Das Areal kann auf 0,3 km² geschätzt werden. Die Meereshöhe des unteren Gletscherrandes bei der Randmarke N:o 1 wird durch folgende Angaben bestimmt.

	⁵ / ₈ 1897	¹² / ₈ 1898	¹⁴ / ₈ 1898
Aneroid beim Tuolpalager	677.0	682.8	682.3
» Kaissigetsjekna	665.7	670.9	670.0
Temperatur der Luft	5°	12°	8°

Jeknafo

→
ndmarke
N:o 7

→
ndmarke
N:o 1



↑ ↑
Randmarke Randmarke
N:o 1 N:o 7

Fig. 12. Südende des Jeknafojekna vom Hadet aus gesehen (16 Aug. 1898).

Die Höhe über dem Tuolpa-Lager war also, 137 m, 147 m. und 149 m resp., woraus folgt, dass der Gletscher bis zu c. 1112 m über den Meere herabsteigt.

Der Jeknafojekna. Auf der topographischen Karte hat auch der Jeknafojekna einen grösseren Umfang erhalten, als es den gegenwärtigen Verhältnissen entspricht. Der südwestliche Teil des Gletschers, welcher in der Vordergrund von Fig. 12 sichtbar ist, wird von einer dünnen Eisschicht gebildet, unter welcher hier und da der Berggrund hervortritt. An der Vorderseite schliesst dieselbe mit dünner Schneidekante ab, aus der beinahe überall fast völlig klares Wasser hervorsickert und zeigt, dass die Erosion gering oder überhaupt nicht vorhanden ist. Diese Zunge ist ungefähr 1 km lang und 0,3 km breit. Der Gletscher selbst kann auf c. 2 km Länge und 0,8 km Breite geschätzt werden. Ein Teil desselben ist auf Fig. 13 sichtbar. Aus der links vorspringenden Zunge tritt ein

Lehmführender Gletscherbach hervor, welcher in den See Hadet mündet. Auf der Eiszunge fanden sich 1897 ungewöhnlich zahlreiche Oberflächenbäche, dagegen fehlen Eiswände, Randklüfte und Eisfälle. An der Südwestecke erreicht der Gletscher sein tiefstes Niveau nämlich c 1144 m und das Areal desselben kann auf 1,5 km² geschätzt werden. Da die umgebende Landschaft ziemlich flach ist, lässt sich annehmen, dass dieser Gletscher infolge auch verhältnismässig geringer Änderungen in der Mitteltemperatur und der Menge der Winterniederschläge bedeutende Veränderungen seines Umfanges erleiden kann.

Der Älmajalosjekna. Vom Aufnahmepunkt N:o IX, auf dem oberen Teil des Älmajalosjekna, senkt sich dieser Gletscher ziemlich gleich-

Hadet

Labba

Jeknafo



↑ ↑

Randmarke N:o 7 Randmarke N:o 1

Fig. 13. Jeknafojekna von Osten gesehen (6 Aug. 1897.)

mässig und ohne Eisfälle nach N, E, und S. Die Spalten sind im allgemeinen unter der Schneedecke verborgen, nur östlich vom Aufnahmepunkte N:o IX waren ($\frac{6}{8}$ 1898) einige sichtbar. Auch zeigte sich der westliche Teil der zum Skaptaur hin herabsteigenden Zunge (Fig. 14), welche Anfang August 1898 zum Teil schneefrei war, ziemlich reich an Spalten. Am Gletscherrande, welcher überall, ausser auf der genannten Skaptaurzunge, schneebedeckt war, findet sich nur an einer Stelle eine Eiswand (Fig. 15), nämlich am Nordende des kleinen Moränensees beim Aufnahmepunkte N:o XII. Die Skaptaurzunge schliesst mit einer unregelmässigen, scharfen Kante.

Sämtliche Abflüsse des Ålmajalosjekna gehören zum Wassergebiet des Lule-elf. An der Nordostseite bricht ein wenig lehmhaltiger Bach hervor, der zum Virijaure fließt. Der Moränensee beim Aufnahmepunkte N:o XII hat klares Wasser und fließt zum Skaptaur ab. Dorthin

Ålmajostjåkko

Aufnahmepunkt N:o 9

v



ptaur -- >

Fig. 14. Almalajosjekna von der Reichsmarke N:o 240 gesehen (7 Aug. 1898).

Ålmajostjåkko



Fig. 15. Das östliche Ende der einzigen Eiswand des Ålmajalosjekna vom Aufnahmepunkt XII gesehen (30 Juli 1898).

ergiesst sich auch der sehr lehmhaltige Gletscherbach, welcher an der Westseite der Skaptaurzunge hervortritt. Dessen Schlamm füllt den Skaptaur mehr und mehr aus, was sich an den zahlreichen Inseln und Schären und dem Deltalande am Nordufer des Sees zeigt. Das Areal des Almajalosjekna beträgt 22.03 km², und die Vorderkante der Skaptaurzunge hat eine Meereshöhe von c. 1048 meter.

Das Aussehen der Gletscher auf der Nordseite des Sulitelma ergibt sich aus Tafel Pl. III.

3. Änderungen der Vorderkanten der Gletscher 1897—1898.

Im Sommer 1897 wurden vor den Vorderkanten der genannten Gletscher, ausser dem Almajalosjekna, der damals nicht besucht wurde, ungefähr 70 Fixpunkte markiert, um bei weiteren Besuchen zu konstatieren, ob die Gletscher im Vordringen oder Rückschreiten begriffen seien. Die Marken bestanden aus Kreisen mit einem + in der Mitte, die mit Kalkbrei auf den festen Berggrund oder grössere Steinblöcke gemalt und deren Abstände von der Schneekante gemessen wurden. Im Sommer 1898 waren einige derselben verwischt und andere wurden nicht schneefrei. Doch konnten an 43 Punkten die Veränderungen für das Jahr bestimmt werden.

Tab. 3 zeigt die Variationen an der Vorderkante des Stuorajekna am Unna Labba und Tuolpa. Man sieht, dass der Eisrand schon am $^{16}/_7$ 1898 im Mittel 3.7 m hinter die Grenze, welche er $^{28}/_7$ 1897 einnahm, zurückgetreten war, und dass er bis zum $^{16}/_8$ im Mittel noch 4.6 m weiter zurücktrat. Zwischen der Lage der Eiskante $^{1}/_8$ 1897 und $^{1}/_8$ 1898 fand sich also eine Differenz von im Mittel 6 m.

Tab. 3. *Rückgang der Eiskante des Stuorajekna.*

Bei der Rand- marke N:o	$^{28}/_7$ 1897— $^{16}/_7$ 1898	$^{28}/_7$ 1897— $^{16}/_{18}$ 1898	$^{16}/_7$ 1898— $^{16}/_{18}$ 1898
9	3.9 m	9.6 m	5.7 m
10	2.0 "	—	—
11	1.8 "	5.8 "	4.0 "
12	4.7 "	12.6 "	7.9 "
13	—	11.6 "	—
17	—	4.1 "	—
18 A	4.0 "	6.6 "	2.6 "
18 B	6.0 "	8.8 "	2.8 "
19	—	3.0 "	—
Mittel	3.7 "	7.8 "	4.6 "

Tab. 4. *Rückgang der Schneekante des Stuorajekna.*

Bei der Rand- marke N:o	$^{28}/_7$ 1897— $^{16}/_7$ 1898	$^{28}/_7$ 1897— $^{16}/_{18}$ 1898	$^{16}/_7$ 1898— $^{16}/_{18}$ 1898
15	—	13.3 m	—
16	—	10.0 "	—
Mittel	—	11.6 "	—
21	—1.1 m	7.0 "	8.1 m
22	—3.9 "	9.7 "	13.6 "
24	—8.9 "	—2.8 "	6.1 "
25	—2.1 "	3.5 "	5.6 "
28	—2.7 "	3.1 "	5.8 "
Mittel	—3.7 "	4.1 "	7.8 "

Bei den in Tab. 3 angegebenen Randmarken war der Gletscher bei den Messungen schneefrei, bei den in Tab. 4 angegebenen dagegen

schneebedeckt. Das — giebt an, dass die Schneekante bei den späteren Messungen weiter vorgerückt war als bei den vorhergehenden. Aus der Tabelle geht hervor, dass am Nordostrande zwischen den Randmarken N:o 21 und N:o 28 die Schneedecke am 1 August beider Jahre im ganzen dieselbe Lage hatte. In der Nähe von N:o 15 und N:o 16 dagegen hatte sie sich bedeutend zurückgezogen.

Zwei Serien von Messungen am Salajekna sind in Tab. 5 zusammengestellt. Bei den Marken N:o 13 und N:o 14 wurde am $^{17}/_8$ 1898 eine neue Messung gemacht, wobei sich ein deutliches Zurücktreten des Eises seit dem $^{17}/_7$ zeigte. So war bei N:o 13 ein mehrere Meter breiter Streifen der Moräne längs der Eiskante blossgelegt. Auf Grund von Tab. 5 und den Verhältnissen am Stuorajekna kann man daher den Rückgang des Gletschers bei den Marken N:o 13 und N:o 14 im Lairothale auf c. 25—30 m in der Zeit vom $^1/_8$ 1897— $^1/_8$ 1898 schätzen. Am Labba kann der Rückgang zu c. 3 m angeschlagen werden.

Tab. 5. *Rückgang der Eiskante des Salajekna.*

Bei der Rand- marke N:o	$^{29}/_7$ 1897— $^{17}/_7$ 1898	Bei der Rand- marke N:o	$^{29}/_7$ 1897— $^{17}/_7$ 1898
1	6.5 m	11	16.2 m
3	3.1 „	12	12.6 „
4	—1.4 „	13	37.6 „
5	1.6 „	14	18.5 „
7	1.3 „	Mittel	21.2 „
8	0.1 „		
9	—0.6 „		
10	2.3 „		
Mittel	1.6 „		

Tab. 6. *Rückgang der Schneekante des Gletschers östlich vom Unna Kasak.*

Bei der Rand- marke N:o	$^{5}/_8$ 1897— $^{23}/_7$ 1898	$^{5}/_8$ 1897— $^{16}/_8$ 1898	$^{23}/_7$ 1898— $^{16}/_8$ 1898
2	—7.5 m	—1.0 m	6.5 m
3	—7.0 „	—1.1 „	5.9 „
5	—8.5 „	—5.2 „	3.3 „
6	—1.7 „	—0.3 „	1.4 „
Mittel	—6.2 „	—1.9 „	4.3 „

Bei der Marke N:o 1 am Metjerpaktestrande lag am $^{17}/_7$ 1898 die Schneekante 1.9 m weiter vorwärts als am $^{30}/_7$ 1897, und bei der Marke N:o 2 war die Eiskante 2.4 m vorgerückt. Dieses letztere beruhte aber auf einem Zufalle, da hier neulich ein Eissturz stattgefunden hatte.

Der Gletscherrand zwischen Unna Kasak und Kasak wurde an keiner Stelle vor dem $^{16}/_8$ 1898 schneefrei. Im Sommer 1897 bestand er an einzelnen Stellen aus hartem Schnee oder Eis. Das Resultat der Messungen ergibt sich aus Tab. 6, welche zeigt, dass die Grenze am $^1/_8$ 1898 um 2—3 m weiter vorwärts lag als am selben Datum 1897. Die Höhe der Randmarke N:o 7, welche an einer senkrechten Bergwand angebracht war über der Gletscheroberfläche war am $^5/_8$ 1897 und $^{20}/_7$ 1898 dieselbe, woraus sich zu ergeben scheint, dass der Gletscher sich während des Jahres doch etwas vermindert hatte.

Der Kaissigetsjekna war, mit Ausnahme eines ganz kleinen Fleckes auf seinem oberen Teil, noch am $12/8$ 1898 völlig schneebedeckt. Eine Bestimmung der Variationen der Ausdehnung war daher nicht möglich.

Tab. 7 giebt die Variationen an der Vorderseite des Jeknafojekna gegen den See Hadet. Die Randmarke N:o 1 liegt an der Südostecke, welche man im Vordergrund von Fig. 12 sieht, und N:o 7 auf einer Moräne in der im Vordergrund von Fig. 13 sichtbaren Gletscherzunge. Aus der Tabelle geht hervor, dass diese Kante, die fast überall scharf ist und aus hartem Schnee besteht, etwas vorgerückt war.

Tab. 7. *Rückgang der Schneekante des Jeknafojekna.*

Bei der Randmarke N:o	Abstand von der Randmarke N:o 1	$6/8$ 1897— $12/8$ 1898
2	380 Schritt	1.8 m
3	440 "	4.3 "
4	715 "	— 1.2 "
5	925 "	— 4.0 "
6	1325 "	— 2.6 "
7	1600 "	— 6.0 "
	<i>Mittel</i>	— 1.3 "

Aus den genannten Messungen über den Rückgang der Eis- und Schneekante kann man schliessen:

1) Dass die Eiskante da, wo sie bei den Messungen beider Jahre schneefrei war, etwas zurückgetreten ist.

2) Dass die Grösse dieses Rückganges zwischen dem $1/8$ 1897 und $1/8$ 1898 folgende Werte hat:

Am Salajekna im Läirothale (bei N:o 13 o. 14): 25—30 m
 » » beim Labba: 3—4 m
 » Stuorajekna beim Unna Labba: c. 6 m

3) Dass an den Stellen, wo der Gletscherrand bei den Messungen schneebedeckt war oder zum Teil aus nicht normalem Gletschereis bestand, wie zwischen dem Unna Kasak und Kasak und beim Jeknafojekna, die Gletschergrenze im allgemeinen vorgerückt war.

Das erwähnte Zurücktreten der ordinären Gletscher ist um so beachtenswerter, als der Winter 1897/98 schneereich war, woraus folgt, dass die Eiskante verhältnismässig spät schneefrei wurde, besonders da das Frühjahr kalt gewesen zu sein scheint, denn in den kleinen Seen am Kasak war das Wintereis noch am $23/7$ 1898 zum grossen Teil vorhanden. Der Rückgang der Eiskante dürfte in erster Linie einem relativ starken Abschmelzen im Spätsommer und Herbst 1897 zuzuschreiben sein.

4. Oberflächenablation.

Eisablation. Um die Grösse der Eisablation zu finden, wurde das successive Sinken der Gletscheroberfläche an in das Eis gebohrten Stangen bestimmt. Im Jahre 1897 wurden dieselben 0.3—0.4 und 1898 1—1.5 m tief in das Eis hineingebohrt. Man braucht daher nicht zu fürchten, dass die Stangen selbst, infolge einer durch die Diatermanität des Eises hervorgerufenen Schmelzung am Boden der Löcher, gesunken seien. Das Resultat der Messungen ergibt sich aus Tab. 8 und Tab. 9. Auf der Tuolpazunge waren die Stangen ungefähr in der Axe des Gletschers, vor der Randmarke N:o 28 c. 400 m vom Rande, und auf dem Ålmajalosjekna auf einer kleinen, schneefreien Stelle c. 200 m vom Ostufer eingebohrt.

Die Tabellen 8 und 9 zeigen, dass die Eisablation sehr wechselnd ist, nicht nur an derselben Stelle zu verschiedenen Zeiten, sondern auch zur selben Zeit an nicht weit von einander gelegenen Punkten. Diese Erscheinung ist in erster Linie wechselnden meteorologischen Verhältnissen zuzuschreiben, zum Teil aber auch der Beschaffenheit des Eises selbst. So konnte man leicht konstatieren, dass neugebildetes Eis viel langsamer schmolz als das gewöhnliche, raue Gletschereis. Welche bedeutende Rolle die Beschaffenheit des Eises bei der Ablation spielt, ergibt sich aus den verschiedenen Werten für die Abschmelzung (Tab. 8), welche 1898 für nahe bei einander gelegene Punkte auf der Tuolpazunge erhalten wurden. Diese Werte waren zwischen dem 15—25 Juli im Mittel 3.5, 4.8, 5.7, cm für 24 Stunden in fast derselben Meereshöhe, nämlich c. 950—1000 m.

Tab. 8. *Mittlere Ablation des Eises für 24 Stunden auf der Tuolpazunge.*

Datum	Zahl der in 24 Stunden Schmelz- Stunden	Ablation in 24 Stunden in 950 m Meereshöhe	Datum	Zahl der Schmelz- Stunden	Ablation in 24 Stunden in einer Meereshöhe von		
					950 m	975 m	1000 m
1897			1898				
19 Juli—26 Juli	170	6.7 cm	15 Juli—19 Juli	106	4.3 cm	5.5 cm	4.5 cm
21 „ —27 „	143	7.5 „	15 „ —20 „	113	4.2 „	4.9 „	5.1 „
22 „ —27 „	127	7.5 „	16 „ —20 „	107	3.6 „	5.4 „	5.9 „
23 „ —28 „	134	8.6 „	16 „ —21 „	112	3.0 „	4.5 „	5.9 „
23 „ —29 „	148	6.6 „	17 „ —21 „	106	3.6 „	5.1 „	6.4 „
24 „ —30 „	159	6.1 „	17 „ —22 „	119	3.1 „	4.4 „	6.3 „
24 „ —31 „	168	6.6 „	18 „ —23 „	122	3.1 „	4.2 „	6.1 „
25 „ —1 Aug.	185	5.6 „	19 „ —25 „	145	3.5 „	4.0 „	5.5 „
25 „ —3 „	220	5.4 „					
26 „ —4 „	244	4.7 „	25 „ —11 Aug.	414	3.1 „	3.8 „	3.2 „
26 „ —6 „	262	5.1 „	11 Aug.—16 „	166	4.1 „	5.2 „	4.0 „

Tab. 9. *Mittlere Ablation des Eises für 24 Stunden.*

Auf dem Stuorajekna bei der Randmarke N:o 28 in 1175 m Meereshöhe			Auf dem Älmajalosjekna am Ostufer in 1200 m Meereshöhe		
Datum	Zahl der Schmelz-Stunden	Ablation	Datum	Zahl der Schmelz-Stunden	Ablation
1898			1898		
16 Juli—24 Juli	190	4.4 cm	29 Juli—2 Aug.	91	2.5 cm
23 „ —16 Aug.	568	4.2 „	30 „ —2 „	74	3.6 „
			31 „ —5 „	124	2.8 „
			31 „ —6 „	147	2.2 „
			1 Aug.—10 „	219	1.5 „

Abgesehen von zufälligen Variationen kann die Eisablation für 24 Stunden im Mittel zu folgenden Werten angesetzt werden:

	Stuorajekna		Älmajalosjekna
	Tuolpazunge	Bei Randmarke N:o 28.	Östlicher Strand
Ende Juli u. Anf. August 1897	6.6 cm	—	—
» » » » » 1898	4.0 »	4.3 cm	2.5 cm.

Der Sommer 1897 war ungewöhnlich warm, der 1898 ungewöhnlich kalt. Es sind daher wohl die Werte 6.6 und 4.0 cm für die Tuolpazunge, wenn nicht geradezu die Exstreme der Ablation, so doch sicher diesen ziemlich nahestehende Werte. Dass die Eisablation auf dem Älmajalosjekna verhältnismässig so gering war, beruht darauf, dass das Oberflächeneis an der Stelle, wo die Messungen stattfanden, neugebildet war, zum Teil auch auf der kalten Witterung vom $28/7$ — $10/8$. Bei der Randmarke N:o 28 dagegen bestand die Gletscheroberfläche aus gewöhnlichem rauhem Eise.

Schneeablation. Im Jahre 1897 war die Schneeablation während 24 Stunden an der Tuolpazunge (15—20 Juli) 6.0 cm und bei der Randmarke N:o 28 (15—17 Juli) 7.2 cm. Im Jahre 1898 hatte dieselbe an denselben Stellen die in Tab. 10 angegebenen Werte. Am Älmajalosjekna war die vierundzwanzigstündige Ablation vom $26/7$ — $10/8$ an zwei Punkten am Rande des Moränensees beim Aufnahmepunkte N:o XII, in einer Höhe von 1200 m, 2.9 cm und 3.0 cm.

Die Schneeablation kann daher im vierundzwanzigstündigen Mittel zu folgenden Werten angesetzt werden:

	Stuorajekna		Älmajalosjekna	
	Tuolpazunge	Bei Randmarke N:o 28	Am Ostrande	
	950 m	1025 m	1175 m	1200 m
Mitte Juli 1897	6.0 cm	—	7.2 cm	—
» » 1898	5.0 »	4.2 cm	4.1 »	—
Ende Juli u. Anf. August 1898	—	—	3.3 »	3.0 cm

Die Schneeablation war also, wie die Eisablation, 1898 bedeutend geringer als 1897, doch scheinen die Wertdifferenzen beider Jahre für

Tab. 10. *Mittlere Ablation des Schnees für 24 Stunden auf dem Stuorajekna.*

Tuolpazunge				Bei der Randmarke N:o 28		
Datum	Zahl der Schmelz-Stunden	Ablation in 950 m Meeres-höhe	Ablation in 1025 m Meeres-höhe	Datum	Zahl der Schmelz-Stunden	Ablation in 1175 m Meeres-höhe
1898				1898		
15 Juli—19 Juli	107	5.7 cm	4.5 cm	16 Juli—24 Juli	191	4.1 cm
15 „ —20 „	113	5.0 „	4.2 „	23 „ —16 Aug.	568	3.3 „
16 „ —20 „	106	4.8 „	4.2 „			
16 „ —21 „	112	5.1 „	4.0 „			
17 „ —21 „	106	5.2 „	4.4 „			
17 „ —22 „	119	4.3 „	3.8 „			
18 „ —23 „	122	4.6 „	3.9 „			
19 „ —25 „	144	5.3 „	4.8 „			
25 „ —11 Aug.	414	—	3.2 „			

Schnee etwas geringer zu sein als für Eis. Es verdient auch hervorgehoben zu werden, dass der Unterschied zwischen Schnee- und Eisablation ziemlich unbedeutend ist, woraus hervorgeht, dass die grössere oder geringere Menge der Schneeniederschläge unter sonst gleichen Verhältnissen zufällige Änderungen in der Mächtigkeit und dem Umfang der unteren Partien eines Gletschers hervorbringen kann, da die Eismassen, welche von den oberen Teilen des Gletschers herabfliessen, im ersten Falle nicht wegschmelzen können, weil sie vom Schneelager bedeckt werden, im anderen dagegen nicht hinreichen die Abschmelzung zu ersetzen, wenn der Gletscher zeitig schneefrei wird. Wiederholen sich dieselben Erscheinungen einige Jahre hindurch, so können die Änderungen beachtenswert werden und sekundäre Oscillationen im Vorschreiten oder im Rückgange der Gletscher hervorbringen.

5. Änderung der Mächtigkeit. Innere und untere Abschmelzung.

Um Angaben über die Variationen der Mächtigkeit so wie der Abschmelzung im Inneren und am Boden der Gletscher zu erhalten, wurde auf der Tuolpazunge in beiden Jahren durch Nivellierung die Höhe der Gletscheroberfläche längs zwei Sektionen von denselben mit Steinhäufen markierten Punkten aus bestimmt. Die untere Sektion erstreckte sich in der Nähe der Randmarke N:o 23 ungefähr bis zur Marke N:o 15, die obere in der Nähe der Randmarke N:o 25 zum Aufnahmepunkte N:o IV auf dem Unn-Labba. Aus Tab. 11, wo die Resultate dieser Messungen zusammengestellt sind, ergibt sich, dass die Eisoberfläche an der vorderen Sektion schon am $^{24}/_7$ 1898 0.6 m unter das Niveau, welches sie am $^{31}/_7$ 1898 hatte, gesunken war. Da sie vom $^{24}/_7$ — $^{15}/_8$ 1898 noch 1.35 m oder im Mittel 6.1 cm in 24 Stunden sank, so war die Differenz am selben Datum

Ende Juli beider Jahre, 1.0 m. Nach den Messungen an der oberen Sektion war hier die entsprechende Differenz noch grösser, nämlich c. 1.4 m. Es war daher eine bedeutende Masse Eis abgeschmolzen und somit eine nicht unwesentliche Verringerung des Gletschers eingetreten.

Tab. 11. *Die Höhe der Oberfläche der Tuolpazunge über einer durch den Fuss des Steinhaufens am östlichen Fixpunkte gelegten Horizontalebene.*

Vordere Sektion					Obere Sektion			
Abstand vom östlichen Fixpunkte	Abstand von der Eiskante	Höhe der Gletscheroberfläche			Abstand vom östlichen Fixpunkte	Abstand von der Eiskante	Höhe der Gletscheroberfläche	
		Am $31/7$ 1897	Am $24/7$ 1898	Am $15/8$ 1898			Am $3/8$ 1897	Am $15/8$ 1898
300 m	164 m	+ 2.9 m	+ 2.73 m	+ 1.31 m	231 m	148 m	— 0.26 m	— 1.67 m
350 "	214 "	5.8 "	5.47 "	3.97 "	307 "	224 "	+ 1.45 "	— 0.28 "
400 "	264 "	7.8 "	7.08 "	5.94 "	385 "	302 "	+ 2.61 "	+ 0.23 "
450 "	314 "	8.9 "	8.23 "	7.03 "	457 "	374 "	+ 3.54 "	+ 0.58 "
500 "	364 "	9.6 "	9.06 "	7.77 "		Mittel	+ 1.84	— 0.29
550 "	414 "	10.7 "	10.17 "	8.97 "				
600 "	464 "	11.8 "	11.24 "	9.93 "				
650 "	514 "	12.9 "	12.29 "	10.89 "				
700 "	564 "	13.9 "	13.08 "	11.39 "				
	Mittel	9.4	8.82	7.47				

Der Mittelwert für die Eisablation war, wie Tab. 8 zeigt, an den drei oben angeführten Punkten auf der Tuolpazunge: 3.1, 3.9 und 3.2 cm in 24 Stunden bei 950, 975 und 1,000 m Meereshöhe. Während derselben Zeit betrug die mittlere Senkung der Eisoberfläche an der unteren Sektion 6.1 cm in 24 Stunden, das heisst 2.7 cm mehr als die Senkung nach dem Mittelwert, 3.4 cm, der drei für die Ablation gegebenen Ziffern und 2.2 cm mehr als deren Maximalwert, 3.9 cm. Es muss also eine Abschmelzung im Inneren des Gletschers oder an dessen Boden stattgefunden und den bedeutenden Betrag von c. 75 percent der Oberflächenablation erreicht haben.

Offenbar müssten die Werte für die innere wie die Bodenablation durch eine möglicherweise vorhandene Änderung im Niveau der Eisoberfläche auf Grund der Bewegung des Gletschereises korrigiert werden. Von einer solchen Korrektur kann man doch im vorliegenden Falle absehen, da die Mächtigkeit des Gletschers an der fraglichen Sektion nur sehr unbedeutend variiert.

6. Die Bewegung der Gletscheroberfläche.

Die Oberflächenbewegung der Tuolpazunge 1897—1898 ist an den schon genannten zwei Sektionen bestimmt. Am $31/7$ 1897 wurden längs der unteren Sektion 12 mit Kalkbrei bestrichene Steine 50—60 m von ein-

ander in einer mittelst Fernrohr bestimmten geraden Linie zwischen den an beiden Ufern errichteten Steinhäufen ausgelegt. Die Änderungen in der Lage der Steine wurden am $24/7$ und $15/8$ 1898 von denselben Fixpunkten am Ufer gemessen. Am $24/7$ konnte indes ein Teil der Steine nicht gefunden werden, da sie mit Schnee bedeckt waren. Die Grösse der Veränderungen ergibt sich aus Tab. 12. Für den $15/8$ sind zwei Kolumnen angegeben, von denen die letzte nur ungefähre Werte hat und bloss zur Kontrolle der früheren dienen soll. Die hier angegebenen Messungen geschahen nämlich direkt mit der Kette, welche ich nach Augenmass in winkelrechte Lage zur ursprünglichen Sektion zu bringen versuchte. Da dies nicht exakt geschehen konnte, wurden die direkt gemessenen Werte natürlich grösser als die aus Triangulierung berechneten, was sich auch aus der Tabelle ergibt. Die Tabelle enthält für den Stein N:o 5 einen offenbar falschen Wert, denn dieser Stein hatte relativ zur Gletscheroberfläche eine eigene Bewegung, was ich auch direkt dadurch konstatierte, dass ich bei demselben eine Stange ins Eis bohren liess, wobei sich zeigte, dass der Stein und die Stange verschiedene Geschwindigkeit hatten. Während die anderen Steine ein wenig ins Eis hineinschmolzen und so dessen Bewegung folgten, hatte N:o 5 aus irgend einem Grunde die Tendenz, Gletschertische zu bilden und rutschte daher langsam über die Gletscheroberfläche hin. Es mag übrigens bemerkt werden, dass es viel zuverlässiger ist, die Bewegung der Gletscher mit Hülfe eingeborhter Stangen als ausgelegte Steine zu messen. Doch dürften sich in der genannten Tabelle keine Fehler von grösserer Bedeutung finden, wofür auch die regelmässige Zunahme der Geschwindigkeit von den Ufern zur Längenaxe des Gletschers hin spricht.

Tab 12. *Bewegung der Gletscheroberfläche an der vorderen Sektion der Tuolpasunge.*

Stein	Abstand vom östlichen Fixpunkte	Abstand von der Eiskante	Bewegung		
			$21/7$ 1897— $24/7$ 1898	$21/7$ 1897— $15/8$ 1898	
N:o					
1	197	61	—	2.87 m	3.1 m
2	247	111	—	4.19 "	4.5 "
3	297	161	—	7.70 "	8.0 "
4	347	211	8.24 m	9.03 "	9.5 "
5	297	261	(13.03) "	(15.22) "	(15.3) "
6	447	311	10.94 "	12.53 "	12.8 "
7	507	371	11.38 "	12.48 "	12.9 "
8	557	421	10.65 "	12.16 "	12.5 "
9	607	471	10.37 "	11.68 "	11.7 "
10	657	521	—	8.68 "	8.9 "
11	707	571	6.03 "	7.55 "	6.9 "
12	767	631	—	3.99 "	—

Mit Hülfe der beiden Messungen 1898 können die Änderungen in Lage der Steine bis zum $^{31}/_7$ 1898 interpoliert und danach die mittlere Geschwindigkeit vom $^{31}/_7$ 1897— $^{31}/_7$ 1898 berechnet werden. Es ergibt sich, dass dieselbe auf der Längsaxe selbst 3.2 cm in 24 Stunden und für ganze mittlere Drittel der Gletscheroberfläche 3.1 cm beträgt. Im Hochsommer ist sie bedeutend grösser, im Medium 5.2 cm. Man hat daher das mittlere Drittel das Verhältnis:

$$\frac{\text{Mittlere Geschwindigkeit im Hochsommer}}{\text{Mittlere Geschwindigkeit während des Jahres.}} = 1.67.$$

Vielleicht hat die Bewegung der Gletscheroberfläche auch einen Componenten senkrecht zur genannten Hauptrichtung. Sicher ist aber diese Seitenbewegung sehr gering, da die Sektion fast senkrecht zur Gletscheroberfläche liegt und der Gletscher hier, wie aus der Karte hervorgeht, eine regelmäßige Gestalt hat.

Die Bewegung an der oberen Sektion von der Randmarke N:o 25 zum Aufnahmepunkte N:o IV auf dem Unna Labba zeigt Tab. 13. Man sieht, dass diese Messungen für die Bewegung parallel zur Gletscheroberfläche dasselbe Resultat ergaben wie die früheren und daher dieselben konstatieren. Hier findet sich ausserdem eine kleine Seitenbewegung, welche auf Grund der Gestalt und der Neigungsverhältnisse der Gletscheroberfläche an dieser Stelle auch erwarten liess.

Tab. 13. *Bewegung der Gletscheroberfläche an der oberen Sektion der Tuolpazunge.*

Stein	Abstand vom östlichen Fixpunkte am $^{31}/_8$ 1897	Abstand vom östlichen Fixpunkte am $^{16}/_8$ 1898	Bewegung senkrecht zur Sektion $^{31}/_8$ 1897— $^{16}/_8$ 1898
2	231.0 m	230.6 m	6.44 m
3	307.0 "	303.5 "	11.12 "
4	385.0 "	384.3 "	13.75 "
5	457.0 "	456.0 "	14.85 "
6	536.3 "	538.5 "	14.40 "
7	619.8 "	621.6 "	13.74 "

7. Temperatur.

Die Lufttemperatur wurde morgens und abends im Mittel um c. 10 Uhr a. m. und p. m. an den Lagerplätzen bestimmt. Das Resultat ist in Tab. 14 zusammengestellt.

Es ergibt sich, dass 1897 die Mitteltemperatur höher, das Minimum aber tiefer war als 1898. Die Ursache dieser Erscheinung war

das klare Wetter 1897 und das regnerische im folgenden Jahr. Wie wir früher gesehen, war auch die Abschmelzung 1897 grösser als 1898.

Tab. 14. *Lufttemperatur an den Lagerplätzen.*

Platz und Datum	Morgen		Abend		Mittleres tägliches maximum	Zahl der Beob.	Mittleres tägliches minimum	Zahl der Beob.
	Mittl. Temp.	Zahl der Beob.	Mittl. Temp.	Zahl der Beob.				
Tuolpa-Lager 15/7—25/7 1897	+12.5	11	+7.5	10	—	—	+1.2	7
" 26/7—7/8 "	+9.7	12	+6.4	11	—	—	+4.3	10
" 15/7—25/7 1898	+7.7	11	+5.5	9	+15.4	9	+4.2	9
" 12/8—16/8 "	+9.1	4	+6.7	2	+18.6	3	+6.3	3
Päimats-Lager 26/7—6/8 "	+7.4	14	+4.8	12	+12.8	10	+3.5	9

Im Jahre 1898 wurde auch die Feuchtigkeit der Luft mit einem Schleuderpsychrometer gemessen. Die Messung ergab folgende Mittelwerte:

Tuolpa-Lager 15/7—25/7 1898. Päimats-Lager 26/7—6/8 1898.

	Absolute Feuchtigkeit	Relative Feuchtigkeit	Zahl der Beob.	Absolute Feuchtigkeit	Relative Feuchtigkeit	Zahl der Beob.
Morgen	5.9 mm	76 percent	11	5.6 mm	73 percent	10
Abend	5.6 »	83 »	9	5.6 »	86 »	11

Mann sieht, dass die absolute Feuchtigkeit, sowohl an beiden Lagerplätzen als auch morgens und abends, ungefähr dieselbe war. Die relative Feuchtigkeit war, wie natürlich, am Abend grösser, als am Morgen. Im Mittel war die Luft zu c. 80 % mit Wasserdampf gesättigt.

Bei der Randmarke N:o 23 tritt, wie früher erwähnt, der Tuolpajokk auf einer Strecke von 43 m in einer Breite von 5.5—7.2 m zu Tage. Vom 16—21 Juli 1897 wurden hier einige Bestimmungen über die Temperatur des Wassers mit einem in 0°.2 geteilten Thermometer gemacht. Das Resultat ist aus Tab. 15 ersichtlich. Das Mittel dieser fünfzehn Beobachtungen, welche Anzeichen einer täglichen Periode aufweisen, ist + 0°.24.

Tab. 15. *Temperatur des Tuolpajokk bei
Randmarke N:o 23.*

Tageszeit	Temperatur des Wassers	Anzahl der Beobachtungen
7—10 a. m.	+ 0°.23	3
10—1 m.	+ 0°.29	4
1—4 p. m.	+ 0°.31	2
4—7 p. m.	+ 0°.16	1
7—10 p. m.	+ 0°.23	5

Mit einem gleichen Thermometer wurden 1898 während derselben Zeit fünf Messungen gemacht, deren Mittelwert $+0^{\circ}.46$ war. In dem Jahre wurde auch ein genaues Eispunktsthermometer, welches in eingeteilt war, mitgeführt, und dieses zeigte an derselben Stelle eine Temperatur von $+0^{\circ}.39$, $+0^{\circ}.41$ und $+0^{\circ}.32$ am $18/7$, $22/7$ und $14/8$ 1898. Die höhere Temperatur für das Jahr 1898 beruht wahrscheinlich teils auf grösseren Menge Schnee und dem infolgedessen reichlicheren Zufluss Schmelzwasser, das bedeutend erwärmt wird, während es in kleinen Rinnsalen über den schneefreien Boden hinfliesst, teils auch darauf, dass die Schmelzung der Gletscheroberfläche in diesem Jahre geringer war, wodurch das wärmere Schmelzwasser von den Seiten einen relativ grösseren Einfluss üben konnte. In welchem Grade die Schmelzwasser-Bäche an den Seiten der Gletscher erwärmt werden können, zeigen die in Tab. 16 zusammengefassten Messungen vom $18/7$ 1897 in einem kleinen, flachen Bach, beim Tuolpa-Lager, c. 50 m von der Schneewehe entfernt, welche den hauptsächlich speiste.

Tab. 16. *Temperaturvariationen des Schmelzwassers und der Luft.*

Tageszeit	Temperatur des Wassers	Temperatur der Luft
18 Juli 1897		
7.35 a. m.	$+ 5^{\circ}.5$	$+ 8^{\circ}.8$
8.55 a. m.	$+ 7^{\circ}.1$	$+ 12^{\circ}.3$
10.30 a. m.	$+ 9^{\circ}.2$	$+ 13^{\circ}.8$
1.0 p. m.	$+ 10^{\circ}.2$	$+ 11^{\circ}.9$
6.25 p. m.	$+ 5^{\circ}.5$	$+ 8^{\circ}.2$
9.45 p. m.	$+ 4^{\circ}.4$	$+ 5^{\circ}.2$

Tab. 17. *Temperatur der Oberflächenbäche auf der Tuolpazunge.*

N:o	Zeit	Temperatur	Art der Rinnsal
	1898		
1.	$22/7$ 3 p. m.	$0^{\circ}.042$	kleines Rinnsal
2.	" " "	$0^{\circ}.029$	" "
3.	" " "	$0^{\circ}.030$	" "
4.	$24/7$ 9 p. m.	$0^{\circ}.020$	Breite 45 cm, Tiefe 8 cm
5.	$12/8$ 8 "	$0^{\circ}.025$	Dieselbe Rinne
6.	" 9 "	$0^{\circ}.020$	Breite 10 cm, Tiefe 10 cm
7.	" 9 "	$0^{\circ}.022$	Breite 15 cm, Tiefe 9 cm
8.	$13/8$ 11 a. m.	$0^{\circ}.038$	Breite 20 cm, Tiefe 5 cm
9.	" " "	$0^{\circ}.042$	ein anderes Rinnsal
10.	" " "	$0^{\circ}.045$	dieselbe Rinne wie N:o 4
11.	$14/8$ 7 p. m.	$0^{\circ}.031$	Breite 30 cm, Tiefe 5 cm
12.	" " "	$0^{\circ}.030$	kleines Rinnsal

Mit dem genannten Eispunktsthermometer wurden auch einige Temperaturmessungen in den Oberflächenbächen auf dem Eise der Tuolpazunge gemacht. Wie Tab. 17 zeigt, war die Maximaltemperatur $0^{\circ}.045$ und die Minimaltemperatur $0^{\circ}.020$. Es erreichte mithin die Temperatur in keinem Falle $0^{\circ}.05$. Die Ziffern hätten vielleicht an den wärmsten Tagen, wo die Insolation am intensivsten war, etwas grösser ausfallen können.

8. Das spezifische Gewicht von Gletschereis und Schnee.

Diese Messungen wurden in der Weise ausgeführt, dass zu Spiritus soviel Wasser zugesetzt wurde, dass das Eis oder der Schnee in der Mischung eine möglichst indifferente Gleichgewichtslage einnahm. Das spezifische Gewicht wurde dann mit einem in 0.005 geteilten Aräometer bestimmt. Um die Temperatur dem Nullpunkte möglichst nahe zu halten, wurde die Mischung in Schnee gestellt. Das Resultat dieser Messungen ist in Tab. 18 zusammengestellt, welche zeigt, dass das Oberflächeneis spezifisch schwerer ist als das Tiefeis, und dass das spezifische Gewicht respective 0.938 und 0.924 beträgt. Der Grund dieser Differenz ist, dass das Tiefeis eine gewisse Menge Gase enthält, welche an der Oberfläche des Gletschers sich einen Ausweg gebahnt haben, oder sogleich verschwinden, wenn das Oberflächeneis in eine spiritushaltige Mischung gebracht wird. Legt man dagegen Tiefeis in die Mischung, sieht man Blasen im Eise allmählich entstehen und, wenn diese ausgeschmolzen sind, sinkt das zurückbleibende Eisstück, welches vorher dasselbe spezifische Gewicht hatte wie die Mischung. Die Tabelle zeigt auch, dass das spezifische Gewicht für weichen Schnee grösser ist, als für harten.

Tab. 18. *Specificsches Gewicht des Gletschereises und des Schnees.*

Platz	Datum	Ober- flächen- eis	Tiefeis	Weicher Schnee	Harter Schnee
Tuolpa-Lager	1898 22/7	0.937	0.926	—	—
	25/7	0.937	0.922	—	—
Påimats-Lager	27/7	—	—	0.961	—
"	28/7	—	—	0.966	0.946
"	30/7	—	—	—	0.946
"	1/8	—	—	0.961	0.943
"	5/8	—	—	0.963	—
				0.959	
Tuolpa-Lager	11/8	0.939 0.943	0.925	—	0.947
"	12/8	0.934 0.937	0.924	—	0.945
	Mittel	0.938	0.924	0.962	0.946

9. Moränen.

Oberflächenmoränen. Den hier beschriebenen Gletschern gemeinsam ist das seltene Vorkommen von Oberflächenmoränen, welche Erscheinung sie also mit den norwegischen und grönländischen Gletschern gemein haben. Von normalen Mittelmoränen habe ich bloss eine einzige bemerkt, nämlich zwischen dem Salajekna und dem Gletscher Södra Sulitelma (cf. die Karte), nicht weit vom Gletscherrande im Lairothale. Auf dem Jeknafojekna findet sich eine Art von Mittelmoräne, welche auf Fig. 12 und Fig. 13 sichtbar ist, ebenso auf dem Stuorajekna, längs dem Nordstrand des Metjerpakte. Diese letzte Moräne wächst gleichsam aus dem Eise hervor, und in ihrer Längenrichtung fanden sich $16/7$ 1897 am oberen Ende mehrere einzelne Steinblöcke. Der Abstand vom obersten Ende des Moränenwalles zu den vier entferntesten sichtbaren Blöcken war resp. 110, 78, 32 und 23 m. *Seitenmoränen* finden sich auf dem Salajekna überhaupt nicht, wenn man nicht eine Steinsammlung auf dem Eise am Labba gleich über der Südostecke des Gletschers in der Nähe der Randmarken N:o 6—9 als solche ansehen will. Diese Steinsammlung war 1897 ziemlich deutlich markiert, 1898 aber beinahe verschwunden, da der untere Teil derselben über den steilen Gletscherabhang auf die Endmoräne herabgestürzt, der obere in den Spalten des Eises verschwunden war. Auf der norwegischen Seite zunächst der Reichsgrenze an der Nordseite des Sulitelma befindet sich ein Gletscher (cf. die Karte und die Tafel Pl. III), der eine deutliche Seitenmoräne hat.

Geschiebeführende Partien auf der Gletscheroberfläche finden sich auf dem Salajekna in der Gegend der genannten Seitenmoräne und auf Stuorajekna zwischen Metjerpakte und Unna Labba, besonders bei letzterem. An der östlichen Seite des Unna Labba findet sich eine kleine dicht mit Geröll bedeckte Fläche. Man kann doch in Frage stellen, ob nicht der Gletscher an diesem Punkte tot ist. Im übrigen ist die Oberfläche des Stuorajekna geschiefbefrei, mit Ausnahme des obersten Teiles am Svenska Sulitelma und der Westseite von Lulleware, wo 1897 an einigen Stellen kleinere Steinmassen von der Bergwand abgebröckelt waren. Der Gletscher auf der Nordostseite des Svenska Sulitelma ist dagegen stark geschiefeführend.

Randmoränen. Der untere Rand der beschriebenen Gletscher ist fast überall von einer Zone von blossgelegten Moränen umgeben, deren Breite sehr verschieden ist. An der Südostecke des Salajekna (Fig. 3) kann dieselbe auf 250 m geschätzt werden, und vor der Tuolpazunge (Fig. 16) erreicht sie 270 m. Eine grössere Breite dürfte nicht vorkommen ausser vielleicht vor der bis an den See Hadet vorspringenden Zunge des Jeknafojekna und der Skaptaurzunge des Älmajalosjekna. An letztgenannter Stelle ist es indessen schwer genau zu bestimmen, wo die Randmoräne auf der distalen Seite schliesst.



Fig. 16. Die Randmoräne vor der Südostecke des Stouurajekna (14 Aug. 1898).



Fig. 17. Partie einer Randmoräne beim Älmälajosjekna (1 Aug. 1898).

Auch die Menge des in der Moränenzone abgelagerten Geschiebes ist sehr verschieden. Im Lairothal ist es eigentlich nur an der Südostecke des Salajekna, wo sich grössere Massen von Sand und Geröll angehäuft haben. Auch an der oberen Ecke dieses Gletschers am Labba findet sich eine bedeutende Sandmoräne, welche 1898 eine viel grössere Mächtigkeit hatte als 1897, mag dies nun darauf beruhen, dass das Eis sich zurückgezogen hätte, oder darauf, dass während des Jahres neues Material in solcher Menge zugeführt worden war. Längs des Stuorajekna finden sich grössere Anhäufungen von in verschiedenem Grade zerkleinertem Moränenmaterial im Passe zwischen Metjerpakte und Kaska-



Fig. 18. Schematische Konstitution der Moränenzone.

vare und zwischen Metjerpakte und Unna Labba. Vor den kleineren Gletschern an der Nordseite des Sulitelmakomplexes, sowie vor dem Kaissigetsjekna und der Ost- (Fig. 17) und Südseite des Älmajalosjekna, finden sich unerhörte Massen Moränenmaterial von staubartigem Sand bis zu kolossalen Steinblöcken.

Beistehende Fig. 18 zeigt eine an vielen Stellen vorkommende Form der Moränenzone, an deren äusserer Grenze sich zwei Wälle finden, von denen der innere grösser ist als der äussere. Jeder Wall ist übrigens oft wieder aus mehreren sekundären Wällen zusammengesetzt. Solche Wälle sind typisch zwischen Metjerpakte und Unna Labba, auf der Nordseite des Unna Labba und vor den kleinen Gletschern an der Reichsgrenze

nordöstlich vom Svenska Sulitelma. Auch vor dem Salajekna im Lairothale lassen sie sich deutlich erkennen, und die gewaltigen Moränenwälle an der Ostseite des Älmalajosjekna sind stellenweise ebenfalls deutlich in zwei Längsrücken geschieden.

An der Eiskante selbst ist an mehreren Stellen ein neuer Wall in der Bildung begriffen. Im Lairothale ist er besonders bei der Randmarke N:o 12 bemerklich, und an der Nordostecke des Salajekna wird eine solche Sandmoräne unter der Eiskante hervorgeschoben. Typisch erscheint diese Bildung an der Nordseite des Unna Labba, wo die kleine Insel im früher (Fig. 7 und Fig. 8) genannten Moränensee, die im Jahre 1897—1898 bedeutend gewachsen war, ein Teil dieser Neubildung ist. Dasselbe lässt sich von der Randmoräne zwischen der Eiskante und dem Gletscherbach bei der Randmarke N:o 23 sagen. Spuren eines solchen Walles waren auch am Gletscher nordöstlich vom Svenska Sulitelma sichtbar, dagegen liess sich an der Ostseite des Älmalajosjekna keine solche Neubildung entdecken.

Der äusserste der genannten Wälle bildet zugleich den Aussenrand der Moränenzone. Wo Wälle fehlen, ist doch die Grenze für das Vorkommen des rezenten Moränenmaterials im allgemeinen sehr bestimmt, was noch mehr hervortritt infolge der in die Augen fallenden Ungleichheit in der Vegetation der Moränen und der umgebenden Landschaft. Auf der Moräne selbst ist die Vegetation äusserst gering und in einem einige Meter breiten Striche — vor der Tuolpazunge c. 5—15 m (³/₈ 1897) — kann man nicht einmal Moos entdecken. Die frischen Wälle an der Eiskante sind gewöhnlich völlig unbewachsen und häufig so schlammig, dass man oft bis zu einem halben Meter in dieselben hineinsinkt.

Wenn man sich die Oberfläche der genannten Sulitelmagletscher östlich von der Reichsgrenze als Halbkreisfläche denkt, so wäre deren Radius c. 4.6 km. Denkt man sich weiter, dass der äusserste Moränenwall überall gleichzeitig entstand, so wäre, wenn die mittlere Breite der Moränenzone zu 150 m angesetzt wird, das Verhältnis zwischen dem gegenwärtigen Umfange Y des Eises und der Maximalausdehnung Y_m .

$$\frac{Y}{Y_m} = 0.94.$$

Diese Veränderung von 6 % ist ja ziemlich gering. Wie weit die Bedeutung und das Zusammenwirken der einzelnen klimatologischen Faktoren von den unter den gegenwärtigen Verhältnissen stattfindenden verschieden sein müssten, um diese Veränderung rückgängig zu machen, ist nicht leicht zu sagen.



5. Sur la teneur en fluor des phosphorites suédoises

par

J. G. Andersson et N. Sahlbom.

Dans un mémoire antérieur, l'un de nous a donné une description des gisements les plus importants de phosphorites dans la Suède centrale et méridionale — à l'exception de ceux de la Scanie — ainsi qu'un essai sur l'origine de ces phosphorites [Andersson 1; voir auteurs cités à la fin du mémoire].

Selon cet exposé, la plupart de ces gîtes, comme p. ex. ceux des conglomérats à *Obolus* en Dalécarlie et du terrain ouest-baltique, ceux du conglomérat basal sous-cambrien nord-baltique, ceux du conglomérat à *Acrothele granulata* de l'île d'Ôland et de la chaux glauconitique à *Asaphus* de cette île, pourraient être renfermés dans un seul et même groupe génétique. Ce qui caractériserait ce groupe, c'est que la phosphorite se serait formée en même temps que la roche phosphoritique se déposait, et que le phosphate proviendrait des coquilles de brachiopodes inarticulés, fréquentes dans le domaine marin — le plus souvent dans la région littorale — où s'est déposée la roche phosphoritique (Type *a*).

Mais outre ce groupe génétique, il y a un type de phosphorites d'autre origine, celui des nodules phosphoritiques pleins de fragments de trilobites cambriennes, qui, dans certaines localités, se rencontrent dans le gisement de fond du système sous-silurien — la chaux phosphoritique et glauconitique de la Néricie et de la Vestrogothie, le conglomérat à *Strophomena Jentzschii* du terrain baltique central. Ces nodules phosphoritiques consistaient originairement en un calcaire bitumineux (calcaire fétide), formé dans l'âge cambrien. Ces parties calcaires se sont ensuite transformées en phosphorite, puis elles furent déposées dans la roche sous-silurienne (Type *b*).

Dans le travail indiqué plus haut on avait de plus attiré l'attention sur le fait que, outre les deux types de phosphorites déjà nommés, il y a probablement dans le terrain silurien scandinave-baltique deux gisements d'autre origine, la phosphorite de »la roche schisteuse verte« de Bornholm

et le singulier gisement phosphoritique des schistes à graptolithes de Fågelsång en Scanie, dont M. S. A. TULLBERG a été le premier à faire mention.

Dans un mémoire polémique contre cet essai, M. H. HEDSTRÖM qui, par ses propres recherches, ne connaît que des gisements phosphoritiques appartenant au type génétique *a*, cherchait à démontrer que les gîtes désignés ci-dessus comme étant du type *b*, quant à leur origine pourraient être rapportés au type *a*, et que conséquemment tout ces gîtes ne formeraient qu'un seul groupe génétique.

Dans une réponse à ce mémoire M. ANDERSSON avait précisé les raisons qui avaient déterminé l'interprétation du type *b*, exposée dans le premier ouvrage, selon laquelle ces nodules phosphoritiques seraient des parties phosphatisées du calcaire fétide cambrien. Dans ce dernier mémoire, M. ANDERSSON a aussi déterminé d'une manière un peu plus détaillée le gisement phosphoritique des schistes à graptolithes de Fågelsång, lequel n'a rien d'analogue dans d'autres roches phosphoritiques en Suède.

MM. HEDSTRÖM et ANDERSSON, malgré leur divergence décidée dans le reste, étaient tout à fait d'accord dans l'opinion que la phosphorite de tout ces gîtes était d'une nature *primaire*, c'est à dire qu'elle s'était formée par des procès marins qui ont précédé l'âge ou daté du temps de la formation de la roche phosphoritique. Cependant, presque en même temps que M. ANDERSSON publiait ce second mémoire, M. W. DEECKE a proposé un tout autre essai d'interprétation. Partant de ses recherches si soigneuses et si intéressantes sur les gisements phosphoritiques qu'on rencontre à Bornholm dans les formations cambrienne, silurienne et crétacée, recherches selon lesquelles quelques-unes au moins de ces phosphorites auraient dû leur forme et leur emplacement à des procès secondaires, il croit pouvoir dire: »Es ist daher bei dieser Lagerung der Phosphorite nicht ausgeschlossen, dass sie nicht gleichzeitig mit der Schicht, in der sie jetzt liegen, sondern erst später durch Sickerwasser entstanden sind. Ich wollte darauf hinweisen, weil dann eine Reihe von neuerdings aus dem Vorkommen solcher Knollen gezogenen Schlüsse hinfällig werden«, et dans une note il ajoute: »Sollte sich dadurch nicht auch erklären, dass die Phosphorite an der Basis des Orthocerenkalkes z. Th. cambrische Fossilien umschliessen.« (Tirage à part du mémoire cité, p. 14). Dans les lignes mises en italiques par nous, M. DEECKE se tourne évidemment contre les deux essais d'explication que MM. ANDERSSON et HEDSTRÖM avaient exposés sur les nodules phosphoritiques de fond du système sous-silurien de la Néricie et de la Vestrogothie, essais d'explication qui partent pourtant tous les deux de l'hypothèse que la phosphorite y est primaire par rapport à la déposition de la roche phosphoritique. M. DEECKE semble avoir supposé que la phosphorite, par des procès secondaires, se serait accumulée sur la limite entre les systèmes cambrien et silurien, principalement dans le gisement inférieur silurien, mais en partie aussi au plus haut du gisement cambrien, de sorte que la phosphorite a pu »envelopper des fossiles cambriens«. Un gisement, tel que le reproduit la planche

VIII, fig. 2 du premier ouvrage de M. ANDERSSON, pourrait être interprété à l'appui d'une telle opinion. La manière dont la phosphorite s'y montre ordinairement (loc. cit., pl. VIII fig. 1) semble cependant prouver avec pleine évidence que la phosphorite est d'une nature primaire par rapport à la roche phosphoritique. Dans une pâte avec peu d'acide phosphorique (0,09—0,21 % P_2O_5) il y a, entre des grains fréquents de glauconite, des nodules plus ou moins grands, nettement délimités, d'une phosphorite assez pure (27,90—35,57 % P_2O_5). Dans ces nodules on trouve fréquemment des trilobites cambriennes, *mais pas de fossiles siluriens*. Les mêmes trilobites sont aussi très fréquentes dans la chaux fétide cambrienne qui forme la couche de la chaux phosphoritique, et ces nodules de phosphorite, nous ne saurions les interpréter que comme des parties phosphatisées de cette chaux fétide cambrienne. Ce procès de phosphatisation doit évidemment avoir eu lieu avant l'enveloppement des nodules dans cette pâte contenant si peu d'acide phosphorique.

Cette interprétation est encore appuyée par l'état du conglomérat à *Strophomena Fentzschii* où les nodules de phosphorite forment de vrais galets, qui sont évidemment des restes de dénudation transformés d'une chaux fétide appartenant à différentes zones cambriennes. (Andersson I p. 202—213 et p. 233).

M. DEECKE, ainsi que M. HEDSTRÖM, a cherché à généraliser l'essai d'interprétation qu'il a trouvé le plus vraisemblable pour le groupe de phosphorites qu'il a étudié dans la nature, et il a tâché d'appliquer cet essai aux gîtes de phosphorite, si difficiles à s'expliquer, de la base du système sous-silurien de la Suède centrale.

Dans ce qui précède nous avons essayé de réfuter sommairement l'exposition de M. DEECKE et nous n'avons encore trouvé aucune raison de nous départir de l'explication donnée par M. ANDERSSON dans ses mémoires antérieurs. Nous maintenons donc les groupes génétiques que nous avons décrits plus haut et considérons le gisement phosphoritique de Fågelsång en Scanie comme un type particulier. Pour beaucoup de raisons, il semble parfaitement certain que celui-ci est aussi d'une nature primaire.

De plus, nous croyons très possible que, comme M. DEECKE l'a représenté, dans les gisements phosphoritiques de Bornholm — peut-être aussi dans ceux du système cambrien de la Scanie — des procès diagénétiques aient contribué à donner aux gîtes leur caractère actuel.

Les gisements phosphoritiques du terrain cambro-silurien de la Scandinavie semblent donc être d'origine bien différente.

La recherche sur la composition chimique d'un groupe de roches si polygénétique ne pourrait évidemment être restreinte ni à un gîte ni à quelques-uns seulement; autant que possible il faut analyser tous les différents types génétiques. Voilà ce qui a déterminé le choix des objets de

nos analyses, et nous regrettons que les circonstances nous aient empêchés d'analyser un plus grand nombre d'échantillons appartenant à chaque type

Dès 1894 M. ANDERSSON a fait le premier dosage complet de la phosphorite de la Néricie (Analyse 4, plus bas), d'où il ressort avec pleine évidence que, dans cette phosphorite, la proportion entre le fluor et l'acide phosphorique correspond entièrement à la composition de l'apatite fluorique. Une seule analyse ultérieure a été en partie faite par M. ANDERSSON, tout le reste des analyses a été exécuté par M^{lle} SAHLBOM. La collection et le choix des échantillons, comme aussi les recherches qui ont servi de base à l'exposé géologique, sont l'œuvre de M. ANDERSSON seul. Des extraits de toutes les nouvelles analyses sur les phosphorites, qui figurent à la suite de ce mémoire-ci, embrassant le dosage de l'acide phosphorique et du résidu insoluble, ont été déjà publiés. (Andersson I P. 224 et 2 P. 250.)

Pendant le cours de nos recherches a paru le grand ouvrage de M. CARNOT sur la composition des phosphorites, donnant un nombre très considérable d'analyses de phosphorites de l'Europe, de l'Afrique du Nord et de l'Amérique¹. Il n'y a cependant pas d'analyses d'échantillons suédois et notre mémoire, vu la nature polygénétique des phosphorites, pourrait peut-être former un supplément un peu utile à l'œuvre classique de M. CARNOT.

La plupart de nos recherches ont été faites au laboratoire de l'Institut Géologique d'Upsal. Cependant quelques-unes, par la permission gracieuse de M. le professeur SJÖGREN, ont été faites dans son laboratoire à Stockholm. En outre, M. le professeur SJÖGREN a toujours daigné suivre notre travail avec bienveillance et intérêt.

Quant à la manière dont nous avons fait nos analyses, il sera peut-être à propos de dire que la teneur en fluor a été dosée par la méthode de H. LASNE, et l'acide carbonique par la méthode décrite par MM. MAUZELIUS et VESTERBERG². Le dosage du résidu insoluble a toujours été fait avec des acides délayés à une chaleur modérée.

Dans le résumé que nous allons faire de nos analyses nous en avons aussi inséré quatre qui ont été publiées par M. PALMGREN (nos 5, 6 et 7, PALMGREN loc. cit. p. 20—22). Bien que ces analyses soient incomplètes, en tant qu'elles ne comprennent pas le dosage du fluor et de l'acide carbonique, elles offrent une différence uniforme avec nos analyses

¹ A. CARNOT, Sur les variations observées dans la composition des apatites, des phosphorites et des phosphates sédimentaires. Annales des mines. Sér. IX, Tome X. 1881 P. 137—231.

² H. LASNE: Sur le dosage du fluor dans les substances décomposables par l'acide sulfurique, et en particulier dans les phosphates naturels. Bull. Soc. chim. Tome 50, p. 170. 1888.

MAUZELIUS och VESTERBERG. Försök öfver bestämning af kolsyrad kalk och syrad magnesia i jord. Ultuna Landbruksinstituts redogörelse, år 1894.

en deux respects (Cl , $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{F}_2\text{O}_3$) qui nous les a fait insérer afin d'avoir occasion de discuter les raisons probables de ces différences.

	Vikarbyn	Boda	Fanton	Lanna	Latorp	Ulunda	Katvelås	Stenåsa			Fågelsång
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.			9.
								a.	b.	c.	
CaO	46.11	41.26	16.45	47.81	36.22	39.96	35.26	46.85	—	—	39.98
MgO	traces	0.25	0.12	0.15	0.16	0.23	0.18	0.75	—	—	0.42
Al_2O_3	2.55	7.76	0.21	3.73	13.24	10.52	17.67	—	—	—	1.50
Fe_2O_3			0.51					—	—	—	1.16
Na_2O			0.37					—	—	—	0.99
K_2O	—	0.45	0.14	0.81	0.72	—	0.38	—	—	—	1.85
P_2O_5	32.44	34.18	10.98	33.25	27.85	35.57	29.27	33.56	—	35.50	29.62
SO_3	—	0.76	—	0.28	0.72	0.45	1.15	—	—	—	—
CO_2	traces	—	traces	6.02	—	—	—	—	6.06	—	traces
F	3.32	—	0.88	2.98	—	—	—	—	—	3.36	2.54
Cl	traces	0.35	0.06	traces	0.31	0.37	0.21	traces	—	traces	traces
Insoluble dans HCl	6.60	—	67.45	3.21	—	—	—	2.22	—	—	17.22
Insoluble dans HNO_3	5.10	6.98	—	3.49	6.54	2.15	3.06	1.56	—	1.14	—

Les analyses 1—3 se rapportent à des échantillons appartenant au type génétique *a*, 4—8 au type *b* et 9 à un échantillon du gisement phosphoritique de Fågelsång.

1. Phosphorite, conglomérat à *Obolus* Vikarbyn, Dalécarlie, dosée par Sahlbom (Andersson 1, p. 177).
2. » » » » Boda, Dalécarlie, Palmgren (Palmgren l. c. p. 20).
3. Grès phosphoritique formant de galets dans le grès à *Obolus*. Fanton, paroisse de Börstil Upland. Bloc. Echantillon présenté par M. le docteur C. WIMAN, dosage de Sahlbom. Ce gisement phosphoritique fut mentionné par ANDERSSON 1 p. 161 comme « un grès calcaire brun et peu solide, avec de nombreux nodules d'un grès phosphoritique brun foncé ». Il y a été porté, par hypothèse, au système sous-cambrien. On l'avait fait sur une communication de M. Wiman, mais à présent il le croit du même âge que le grès à *Obolus* est-baltique.
4. Phosphorite. Lanna. Néricie. Dosage par Andersson (Andersson 1, p. 194).
5. Phosphorite. Latorp. Néricie. Dosage par Palmgren (Palmgren p. 21).

6. Phosphorite. Ulunda. Vestrogothie. Dosage par Palmgren (Palmgren p. 21).
7. Phosphorite. Kafvelås. Vestrogothie. Dosage par Palmgren (Palmgren p. 21—22).
8. Phosphorite, avec *Peltura*, tirée du conglomérat à *Str. Jentsschi*. Stenåsa, île d'Ôland. Dosage par Andersson et Sahlbom (Andersson 1, p. 204, analyse partielle).
9. Phosphorite. Gisement dans les schistes à graptolithes. Dosage par Sahlbom (Andersson 2, p. 250).

En passant à la discussion de ces analyses, nous traiterons d'abord les différences qui apparaissent entre celles de M. PALMGREN et les nôtres.

Un coup d'œil jeté sur le tableau suffit pour montrer que M. PALMGREN, sans exception, a obtenu de plus grandes quantités de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ que nous¹. Cela ressortira encore plus évidemment du parallèle suivant:

PALMGREN:		ANDERSSON et SAHLBOM:	
Analyse	$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	Analyse	$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$
2	7,76	1	2,55
5	13,24	4	3,73
6	10,52	9	2,66
7	17,67		Moyenne 2,98
	Moyenne 12,30		

Ainsi M. Palmgren a obtenu en moyenne 9,32 % plus de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ que nous. Cette différence si considérable ne pourrait s'expliquer par une méthode vicieuse de dosage d'un côté ou de l'autre, et elle ne peut non plus dépendre de ce fait que ses substances à cet égard auraient été originairement différentes des nôtres. L'explication serait peut-être celle-ci, que M. Palmgren n'aurait pas trié son matériel aussi soigneusement que nous l'avons fait. Tant dans la roche phosphoritique que dans la phosphorite on trouve ordinairement la pyrite, souvent assez abondamment. En outre, dans les nodules de phosphorite il y a de petites surfaces crevassées, souvent enduites d'une cuticule d'hydroxyde de fer, résultat probable de la décomposition de la pyrite. En triant les échantillons pour nos analyses nous avons eu soin de casser les nodules phosphoritiques en minces lamelles, dont nous n'avons choisi pour le dosage que celles où, à la loupe, on ne pouvait découvrir ni grains de pyrite ni la plus légère coloration d'hydroxyde de fer. M. Palmgren n'a, il est vrai, pas indiqué comment il a choisi ses échantillons, mais il semble probable qu'il a pris les nodules de phosphorite entiers. S'il en est ainsi, il a eu pour ses recherches des matériaux bien mélangés de pyrite et d'hydroxyde de fer et comme il aura sans doute dissous sa prise d'essai dans un acide azotique

¹ M. PALMGREN a spécialement fixé la quantité de FeO . Pour rendre ses analyses entièrement comparables aux nôtres, nous avons calculé Fe_2O_3 , qui correspondent à des quantités de FeO , et les avons ajoutées à $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

bouillant, cela s'est traduit, non par une augmentation du résidu non résolu, mais par une plus grande quantité de $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$.

Dans tous ses dosages, M. PALMGREN a aussi trouvé une quantité de chlore (0,21—0,37 %) dosable et assez uniforme, se qui pourrait s'expliquer par la supposition que, dans les opérations précédant l'évaluation du chlore, M. Palmgren aura mis des doses uniformes d'un réactif chloré.

Le tableau qui suit montre la proportion entre la quantité trouvée de fluor et la teneur en fluor qu'on a évaluée d'après la quantité d'acide phosphorique dans la supposition que la phosphorite a la formule de l'apatite fluorique. (Le chlore n'entrant que comme traces non dosables, il ne pourra naturellement influencer sur l'exactitude de ce calcul.)

Analyse	P_2O_5	Fl		
		dosé	calculé	différence
1	32,44	3,32	2,89	+ 0,43
3	10,98	0,88	0,98	— 0,10
4	33,25	2,98	2,97	+ 0,01
8	35,50	3,36	3,17	+ 0,19
9	29,62	2,54	2,64	— 0,10

Dans les analyses 3, 4, 8 et 9 nous avons obtenu des valeurs pour la quantité du fluor, qui, par de petits chiffres, n'excédant dans aucun cas 0,2 %, tantôt s'élève au-dessus de la teneur en fluor à laquelle on s'était attendu, tantôt est au-dessous. La conformité est donc si grande qu'on pourra bien sans hésitation croire qu'il s'agit ici de substances de la formule de l'apatite fluorique. L'analyse 1, au contraire, nous montre un excédant considérable de fluor en comparaison avec la quantité supputée. Par malheur, nous n'avons pas eu l'occasion de contrôler le dosage et nous ne saurions nier qu'il ne soit possible que cet excédant puisse résulter d'une faute de dosage. Cependant, il se peut qu'ici comme dans plusieurs cas, cités par M. CARNOT, du fluorure de calcium puisse se trouver avec le fluophosphate¹.

Comme résultat de nos analyses il ressortira pourtant que tous les échantillons phosphoritiques provenant de gisements très différents et dosés par nous *présentent un rapport entre le fluor et l'acide phosphorique conforme à la formule de l'apatite fluorique*.

Dans deux des échantillons examinés (4, 8) il y a une teneur considérable de CO_2 (6,02, 6,06 %). En calculant le rapport entre P_2O_5 , Fl et CO_2 , on arrivera au résultat inattendu que les quantités de ces substances correspondent très bien à la formule $3 \text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8 + 2 \text{CaCO}_3 + \text{CaFl}_2$. On pourrait en conclure qu'on avait là une substance analogue à la *Staffelite* de Nassau. Un examen microscopique nous montre pourtant que la te-

¹ CARNOT l. c. p. 179—180, 197.

neur eu CO_2 est due à la calcite dont se composent les carapaces des trilobites, entremêlées en grand nombre dans la phosphorite, et le rapport que nous venons d'indiquer apparaîtra, en conséquence, tout accidentel.

Dans ce qui précède nous avons exposé une opinion émise par M. ANDERSSON en 1896 et dans la suite embrassée tant par M. HEDSTRÖM que par M. DEECKE, à savoir que les matériaux des nodules phosphoritiques du type α proviennent des coquilles de phosphate de brachiopodes articulés. S'il en est ainsi, il importera clairement d'apprendre à bien connaître l'état de composition de ces coquilles afin de savoir si celles-ci contiennent déjà du phosphate fluorique ou si la teneur en fluor est entrée avec la formation des nodules phosphoritiques.

Heureusement il y a, dans l'ouvrage si étendu et si excellent de M. KUPFFER sur la composition chimique des gisements siluriens est-baltiques, quatre analyses complètes, qui éclairent cette question.¹ Nous citerons plus bas les extraits de ces analyses qui sont de quelque portée dans la question qui nous occupe.

1. Coquilles de l'*Obolus Apollinis* Eichw. Echantillons de grès à *Obolus* de Jamburg.
2. Couche de grès quarzitique contenant des *Obolus*, Ontika.
3. Grès à *Obolus*, Reval.
4. » » » Baltischport.

	P_2O_5	Fl		
		dosé	calculé	différence
1	36,57	3,31	3,26	+ 0,05
2	13,28	1,17	1,19	- 0,02
3	19,29	1,77	1,72	+ 0,05
4	4,75	0,36	0,42	- 0,06

Ces analyses montrent donc, comme M. KUPFFER l'a fait ressortir d'une manière si concluante, que la coquille d'une forme au moins d'*Obolus* consiste principalement en un fluophosphate d'une composition égale à celle de l'apatite fluorique.

Un dosage fait par M^{lle} SAHLBOM sur des coquilles d'*Obolus* de Vikarbyn en Dalécarlie présente une analogie moins bonne, mais nous le citerons toutefois:

Ca O	50,45
$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	1,80
P_2O_5	36,54
Fl	2,78
Insoluble dans HCl	1,72

¹ A. KUPFFER. Über die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten. Archiv für die Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands. Ser. 1 Bd 5. p. 113. 1874.

Cette analyse offre une différence avec la quantité de fluor supputée de — 0,48 $\frac{0}{100}$.

Quand même, en nous fondant sur ces analyses, nous pourrions supposer qu'au moins les coquilles des *Obolus* ont une composition correspondant à celle de l'apatite fluorique ou qui s'en approche, il ne faudrait nullement en conclure que la teneur en fluor de ces coquilles soient d'une nature primaire. Car c'est un fait bien connu que des os de mammifères qui, durant de longs espaces de temps, ont été exposés à des dissolutions contenant du fluor, prennent assez de cette matière pour finir par consister en un fluophosphate participant fort de la nature de l'apatite, bien qu'ils aient d'abord été composés d'un phosphate, presque entièrement dépourvu de fluor. Les coquilles d'*Obolus* siluriennes pourraient bien avoir passé par un procès analogue.

On obtiendrait sans doute des matériaux pour servir à la solution de cette question, si l'on pouvait doser quelque brachiopode inarticulé récent avec des coquilles phosphatisées, p. ex. la *Lingula*. Grâce à la bienveillance de M. M. les professeurs TULLBERG et THIEL, nous avons reçu du Musée Zoologique d'Upsal et du Muséum de Stockholm quelques coquilles de *Lingula anatina* Brug., conservées dans l'alcool et recueillies en 1889 par M. K. Fristedt dans l'île de Ceylon. Les matériaux étaient pourtant suffisants pour en faire une épreuve au chlore fort désirable. Les dosages faits par M^{lle} Sahlbom donnèrent le résultat suivant :

Ca O	30,19
P ₂ O ₅	23,20
Fl	1,52

Cela nous donne une différence avec la teneur en fluor supputée de — 0,55 $\frac{0}{100}$ ou, en d'autres termes, la quantité de fluor trouvée est 0,73 de la quantité supputée.

Cette analyse a donc ce résultat important de prouver que les coquilles récentes de *Lingula* ont une teneur en fluor qui se rapproche au moins fortement de celle de l'apatite fluorique, résultat qui de son côté, nous montre la probabilité de ce que la teneur en fluor des coquilles siluriennes est primaire et qu'elle a passé de là à la phosphorite.

Liste des ouvrages concernant les gisements phosphoritiques de la Scandinavie¹.

- 1872. L. PALMGREN. Om svenska fosforitförande konglomerat. Bihang till K. Svenska Vetenskapsakademiens handlingar. Bd 1. N:o 6. P. 1—31.
- 1896. J. G. ANDERSSON. Über cambrische und silurische phosphoritführenden Gesteine aus Schweden. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. N:o 4. Vol. II. Part 2. P. 133—236. (Citée dans ce mémoire: Andersson 1.)
- 1896. H. HEDSTRÖM. Till frågan om fosforitlagrens uppträdande och förekomst i de geologiska formationerna. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd 18. H. 7. P. 560—620.
- 1897. W. DEECKE. Die phosphoritführenden Schichten Bornholms. Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Neu-Vorpommern und Rügen. 27. Jahrg. P. 1—15. (Tirage à part).
- 1897. J. G. ANDERSSON. Om fosforitbildning och fosforitförande sediment. Geol. Fören. Förhandl. Bd 19. H. 4. P. 245—295. (Andersson 2).



¹ Dans le premier ouvrage de M. Andersson, on trouvera une liste complète de l'ancienne littérature du sujet, qui comprend toutes les notices concernant les gisements phosphoritiques de la Suède. La liste ci-dessus n'embrasse que les ouvrages qui traitent en détail des roches phosphoritiques de la Scandinavie.

6. Über einige Kalktuffe aus Westergötland

von

J. M. Hulth.

Einleitung.

Ehe ich eine Darstellung meiner eigenen Untersuchungen gebe, halte ich es für zweckmässig, eine kurze Übersicht über das Wichtigste, was bisher über die Kalktuffe Skandinaviens veröffentlicht worden ist, zu liefern.

Dänemark. Über die dänischen Kalktuffe hat EILBERLING¹ im Jahre 1870 einen interessanten und ausführlichen Bericht geliefert. Die von ihm untersuchten Fundorte waren Maglekilde, Vintremøllerne, Nörlund, Skvat Mølle, Røde Mølle, Stampemøllen, Neder Knaberup, Haraldskjær, Kjærbølling und Kjelkjær, von denen die ersten zwei auf Seeland, die übrigen auf Jütland gelegen sind. Die Kalktuffabsetzung ist seiner Ansicht nach überall zum Abschluss gelangt. Verschiedene Profile werden mitgeteilt. Ich begnüge mich damit, die Lagerserie bei Maglekilde anzuführen:

1. Zu oberst Humus, 2 Fuss.
2. Ein gelbgraues, mergelartiges Lager mit kleinen Kalktuffstücken. $\frac{1}{2}$ Fuss, Reich an Conchylien.
3. Hellgelber, blasiger Kalktuff, $1\frac{1}{2}$ —2 Fuss.
4. Grauliches, mergelartiges Lager, $1\frac{1}{2}$ —2 Fuss.
5. Kalktuff von unbekannter Mächtigkeit.

Die von ihm gefundenen Fossilien sind 51 Arten Land- und Süsswassermollusken sowie folgende Pflanzen:

Angelica silvestris L., *Betula odorata* BECHST., *Corylus Avellana* L., *Equisetum hiemale* L., *Hedera Helix* L., *Phragmites communis* TRIN., *Pinus silvestris* L., *Populus tremula* L.?, *Pteris aquilina* L., *Rhamnus Frangula* L., *Ribes nigrum* L., *Rubus Chamæmorus* L.?, *Rumex obtusifolius* L.?, *Salix aurita* L., *caprea* L., *cinerea* L., *Tilia parvifolia* EHRH., *Ulmus montana* SM., *Chara* sp., *Musci*. Leider vermag er nur in ein paar Fällen nachzuweisen, auf welchen Niveaus die einzelnen Fossilien ange-

¹ Undersøgelser over nogle danske Kalktuffdannelser. — Vidensk. Meddel. Naturh. For. Kbh., (3) Aarg. 2 (1870), S. 211—266.

troffen worden. Im Jahre 1876 weist ELBERLING¹ das Vorkommen einer reichen, 31 Arten umfassenden Conchylienfauna in einer Kalktuffbildung nahe am Veistrup Aa auf Fünen nach.

Später ist meines Wissens nichts Neues über die Kalktuffbildungen Dänemarks mitgeteilt worden bis zum Jahre 1896, wo RAVN² einen Bericht über den Kalktuff von dem wieder eröffneten, bereits von ELBERLING untersuchten Fundort bei Vintremøllerne veröffentlichte.

Die Lagerserie war von oben nach unten folgende:

Ein dünnes Lager von Humus.

Erdfüllung, 1 m.

Sehr lockerer Kalktuff, 0,5 m.

Manganstreife.

Lockerer Kalktuff, 0,2 m. Fossilien: *Betula odorata* BECHST., *Pinus silvestris* L., *Salix cinerea* L., *Salix* sp.

Fester Kalktuff, 0,3 m. Fossilien: *Betula odorata* BECHST., *Betula verrucosa* EHRH.? *Pinus silvestris* L., *Populus tremula* L., *Salix caprea* L., *Salix nigricans* SM.? *Tilia parvifolia* EHRL.

Abwechselnd härtere und weichere Kalktufflager, 1 m. In diese *Espe* und *Birke*.

Aus Vintremøllerne dürfte auch die Stufe stammen, die RAVN aus dem Museum in Kopenhagen beschreibt. Sie enthält folgende Pflanzenabdrücke: *Betula odorata* BECHST., *Dryas octopetala* L., *Pinus silvestris* L., *Salix cinerea* L. und *Salix reticulata* L.

Norwegen. Aus diesem Lande sind nur zwei Kalktuffvorkommnisse, nämlich von Leine und Nedre Dal im Gudbrandsdalen, bekannt — beide von BLYTT 1892 beschrieben³.

Die Ablagerung bei Leine zeigt folgendes Profil:

Humus, 10—15 cm.

Kalktuff, 58—68 cm. mit massenhaft vorkommendem *Pinus silvestris* L. sowie ausserdem *Betula odorata* BECHST., *Populus tremula* L., *Salix* cfr *caprea* L., *Vaccinium vitis idæa* L., *Hypnum falcatum* BRID., *Mnium punctatum* HEDW., *Peltigera canina* (L). Folgende Schnecken: *Hyalinia petronella* CHARP., *Conulus fulvus* MÜLL. och *Vittrina pellucida* MÜLL.

Ein grünlich grauer Kalkthon ohne Versteinerungen. 4 cm.

Ein gelblich grauer, zum Teil erdiger Kalktuff, 3 cm. mit massenhaft vorkommendem *Dryas octopetala* L., nebst *Cotoneaster vulgaris* L., *Pinus silvestris* L. (die Nadeln waren kleiner, kürzer und schmaler als in der oberen

¹ Om en Kalktuffdannelse ved Veistrup Aa paa Fyen. — Vidensk. Meddel, (3) Aarg. 7 (1875), S. 421—424.

² Om Kildekalken ved Vintremøllerne paa Sjælland. — Meddel. Dansk Geol. Forb. Kbh., N:o 3 (1896), S. 23—30.

³ Om to kalktuffdannelser i Gudbrandsdalen. Chra 1892. 8:o. — Vid.-Selsk. Forh. Chra 1892. N:o 4.

Bank), *Salix reticulata* L., *Salix* cfr *arbuscula* L. Von Mollusken waren zu finden *Cochlicopa lubrica* MÜLL. und *Hyalinia petronella* CHIARP.

Ein gelblich grauer, schiefriger Tuff, 45 cm. mit *Betula odorata* BECHST., *Populus tremula* L., *Salix caprea* L., *S. glauca* L., *Equisetum variegatum* ALL., *Hypnum falcatum* BRID.

Eisenhaltiger Thon ohne Versteinerungen, 3 cm.

Moräne.

Der Fundort bei Nedre Dal hat folgende Lagerserie:

1. Humus, einige cm.
2. Rötlicher, grauweißer Tuff, 20—30 cm., mit *Pinus silvestris* L., sowie *Betula odorata* BECHST., *Linnæa borealis* L., *Salix* sp., *Vaccinium vitis idæa* L., — *Patula ruderata* MÜLL. und *Helix arbustorum* L.
3. Humus, einige cm.
4. Tuff, 50 cm., mit *Betula odorata* BECHST. sowie *Equisetum hiemale* L., *Myrtillus uliginosa* DR., *Populus tremula* L., *Prunus Padus* L., *Salix caprea* L. und *S. nigricans* SM. — *Helix arbustorum* L., *Pupa muscorum* MÜLL. und *Vittrina pellucida* MÜLL.
5. Humus mit Thon, 60 cm.
6. Gelblich grauer Lehm mit Steinen.

Was die Zeit der Absetzung dieser Tuffe betrifft, ist BLYTT der Ansicht, dass die Birkentuffe bei Leine und Nedre Dal infraboreal (d. h. zu der obersten Abteilung seiner subarktischen Periode gehörig), der Dryastuff bei Leine boreal und die Kiefertuffe beider Fundorte atlantisch seien.

Schweden. Die schwedische Kalktuffforschung ist wie die der anderen nordischen Länder ziemlich jungen Datums. Vereinzelt Angaben begegnen allerdings bisweilen in der älteren geologischen und topographischen Litteratur. So z. B. hat bereits 1727 M. VON BROMELL Kalktuffe erwähnt und beschrieben. In dem in Upsala erschienenen zweiten Teil seiner *Lithographia Svecana* verzeichnet er als »Lithophyta» u. a. folgende:

»*Muscus terrestris vulgaris*, *crusta tenui tofacea leviter inductus*, repertus prope fontem quendam ad radicem montis Mossberg [Mösseberg] dicti in Westrogothia.

Muscus terrestris vulgaris, *cortice calcario candido obductus*, *et hinc inde in tofum mutatus*. Perelegans hoc concretum tofaceum, in suprema sua parte integrum adhucdum et viridem muscum continens, inventum est in insula Gothlandia, ad pagum Nygård, haut procul ab antiqua urbe Wisby, ubi ad maris litus ex colle quodam arenoso aqua limpida continuo decurrens, muscum, gramina, et quasvis alveo præcipiti obvias quisquillas, cortice tali calcareo niveo obducit.»

Er führt auch eine Stufe an, die er von seinem Freunde STOBÆUS in Lund bekommen und die enthält: *Cerasi foliorum vestigia tofo candido calcario impressa*. Der Tuff soll nach ihm aus dem »cæmentum» gebildet

sein, womit einst das »Pantheon Lundense« erbaut worden. Wenn es wirklich ein Kalktuff ist, so stammt er wahrscheinlich aus Benestad.

HISINGER erwähnt 1828¹ den »tuffkalken« bei Benestad in **Schonen** mit Blattabdrücken von dort wachsenden Bäumen als Buche(!) Birke, Salweide u. a. m. Die Angabe über das Vorkommen der Buche in dieser Gegend, die sich auch bei UNGER in seinem »Versuch einer Geschichte der Pflanzenwelt« findet (wohl nach H.), ist, wie namentlich NATHORST nachgewiesen hat, vollständig unrichtig.

Über denselben Kalktuff giebt A. G. NATHORST² 1872 eine beiläufige Mitteilung. Er stellt das Fehlen arktischer Pflanzenreste andererseits aber das Vorhandensein einer Espen- und über derselben eine Kiefernzzone fest. In seinem 1887 abgehaltenen Vortrage in der Königl. Akademie der Wissenschaften³ berichtet er eingehender, und zwar hauptsächlich auf Grund der Angaben des Freiherrn CL. KURCK über die in Tuffe enthaltenen Pflanzen; die Lagerserie ist ausserdem um einen Eichenhorizont vermehrt.

Es steht zu hoffen, dass Freiherr KURCK recht bald im stand sein wird, seine seit langer Zeit in Aussicht gestellte eingehende Darstellung des interessantesten Kalktuffvorkommnisses Skandinaviens herauszugeben.

NATHORST erwähnt 1895⁴ das Vorkommen von *Chomocarpon quadratus* (SCOP.), *Hepatica conica* (L.) LINDB. und *Marchantia polymorpha* L. in Kalktuffen, die er aus Eskatorp im Quistofthale, Schonen, erhalten

Die Kalktuffe **Norrlands** wurden auf Anregung NATHORSTS im Jahre 1885 von A. F. CARLSON untersucht, und in demselben Jahre lieferte jener Forscher eine überaus wichtige Mitteilung über⁵ die bis zu dieser Zeit gewonnenen Resultate. 21 verschiedene Fundorte waren untersucht worden, davon 12 in Jemtland, 1 in Ångermanland und 1 in der Åsele-Lappmark. Die fossile Flora weist folgende Arten auf:

Betula alpestris FR., *intermedia* THOM., *nana* L., *odorata* BECHST. (incl. *pubescens* EHRLH.), *verrucosa* EHRLH. *Dryas octopetala* L., *Empetrum nigrum* L., *Equisetum hiemale* L., *Hippophaë rhamnoides* L., *Pinus silvestris* L., *Salix caprea* L., *reticulata* L. (nebst mehreren unbestimmbaren), *Sorbus Aucuparia* L., *Vaccinium uliginosum* L. *Pinus* und *Betula odorata* sind die am häufigsten vorkommenden. Der jetzt in diesen Gegenden vorherrschende Baum, die Fichte, fehlte ganz und gar.

¹ Anteckningar i fysik och geognosi. H. 4. Sthlm 1828. 8:o.

² Om arktiska växtlemningar i Skånes sötvattensbildningar. — K. V. A. Öfvers. (1872), No 2, S. 140.

³ Föredrag i botanik vid K. Vetenskaps-Akademiens högtidsdag den 31 Mars 1887. Stockh. 1887. 12:o.

⁴ Om några fossila mossor från våra kvartära kalktuffafällningar. — Bot. Notiser. 1895. S. 253—256.

⁵ Förberedande meddelande om floran i några norrländska kalktuffar. Geol. För. Stockh. Förh., Bd 7 (1884, 85) p. 762—776.

Folgende Conchylien werden verzeichnet: *Limnæa ovata* DRAP., *palustris* DRAP., *stagnalis* L., *truncatula* MÜLL., *Pisidium* sp., *Valvata cristata* MÜLL., *Zonites fulvus* DRAP. und *petronellus* CHARP.

Die Mächtigkeit der Tuffe ist nicht besonders gross; irgend eine Schichteneinteilung scheint nicht beobachtet worden zu sein.

NATHORST teilt 1886¹ einige Nachträge zur Flora der Åsele-Lappmark mit: *Hippophaë*, *Pinus silvestris*, *Populus tremula* u. *Betula alba* sowie *Salix* 2 sp. *Salix lanata* L. wird von G. ANDERSSON in der »Svenska växtverdens historia« als hier vorkommend angegeben. *Marchantia polymorpha* L. wurde hier 1896 von NATHORST gefunden².

R. SERNANDER hatte 1889 Gelegenheit die Kalktuffe bei Näset und Filsta in Jemtland zu studieren³. Die Tuffe sind auf Moräne oder auf ein dünnes Sandlager oberhalb derselben abgelagert und ist von Humus oder Walderde bedeckt. Die Mächtigkeit ist 30—100 cm. Folgende Pflanzenfossilien sind gefunden: *Betula odorata* BECHST., *intermedia* THOM., *Dryas octopetala* L., *Pinus silvestris* L., *Populus tremula* L., *Salix caprea* L., *hastata* L.?, *nigricans* SM., *Sorbus Aucuparia* L., *Vaccinium vitis idæa* L., *Musci*, *Peltigera canina* (L.) Ausserdem wurden folgende Schnecken angetroffen: *Conulus fulvus* (MÜLL.), *Limnæa ovata* DRAP., *Pupa muscorum* (MÜLL.), *Succinea putris* (L.), *Zonites petronella* (CHARP.)

Aus Digernäs in Jemtland beschreibt SERNANDER 1899⁴ einen von Torf mit einem Strunklager überlagerten Kalktuff. Die Flora des Tuffes besteht aus: *Betula alba* L., *Dryas octopetala* L., *Hippophaë rhamnoides* L., *Pinus silvestris* L., *Salix caprea* L. und *reticulata* L.

Betreffs des Alters der jemtländischen Kalktuffe, hält es SERNANDER⁴ für wahrscheinlich, dass wenigstens die von ihm untersuchten atlantisch seien.

Aus Östergötland sind zwei Kalktuffvorkommnisse bekannt. Das eine, bei Rangiltorp gleich nördlich von Wadstena gelegen, ist von A. F. CARLSON und NATHORST untersucht und von letzterem⁵ im Jahre 1886 beschrieben worden. Im Kalktuffe sind Reste u. a. von folgenden Pflanzen angetroffen: *Betula nana* L. und *odorata* BECHST.? (nach SERNANDER 1894⁶ sicher), *Dryas octopetala* L., *Empetrum nigrum* L., *Pinus silvestris* L., *Salix*, mehrere unbestimmte Arten (*S. nigricans* SM. wird von SERNANDER 1894⁶ erwähnt), *Vaccinium uliginosum* L.

¹ Ytterligare om floran i kalktuffen vid Långsele i Dorotea socken. Geol. För. i Stockh. Förh., Bd 8 (1886), S. 24—25.

² Om några fossila mossor från våra kvartära kalktufflagringar. Bot. Notiser. 1895. S. 253—256.

³ Einige Beiträge zur Kalktuff-flora Norrlands. — Bot. Centralbl., Bd 48 (1891), S. 6—12.

⁴ Studier öfver vegetationen i mellersta Skandinaviens fjälltrakter. 2. Fjällväxter i barrskogsregionen. Sthlm 1899. 8:o. — K. V. A. Bihang, Bd 24: Afd. 3. N:o 11.

⁵ Om lemningar af *Dryas octopetala* L. i kalktuff vid Rangiltorp nära Vadstena. K. V. A. Öfvers. Årg. 1886, S. 229—237.

⁶ Studier öfver den gotländska vegetationens utvecklingshistoria. Akad. afhandl. Upsala 1894. 8:o.

Der andere Fundort, ganz nahe an Bergs slussar (Schleusen) gelegen, wurde 1892 von G. ANDERSSON¹ beschrieben, der aus demselben folgendes Profil, von unten nach oben, mitteilt:

1. Ein stark kalkhaltiger Lehm, Mollusken enthaltend, aber ohne Pflanzenreste.

2. Kalktuff, 10—15 cm. mächtig. Er enthielt folgende Fossilien *Pinus silvestris* L.?, *Corylus Avellana* L., sowie in losen Blöcken wahrscheinlich aus diesem Niveau, *Betula*, *Sorbus Aucuparia*, L., *Salix nigra* (ans SM.?)

3. Typischer Wiesenkalk ohne Pflanzenreste; Mollusken spärlich.

4. Ziemlich thonhaltiger Wiesenkalk von graulicher Farbe, 10—1 cm. mächtig.

5. Tuff, recht hart mit Vertiefungen nach Grashalmen sowie Blättern von *Salices*, besonders *S. caprea* L.

6. Dunkler Thon (5—8 cm.), in reichlicher Menge Landschnecken enthaltend.

7. Lockerer Tuff, in welchem man die schönsten und am besten erhaltenen Pflanzenreste des Lokals antrifft. ANDERSSON fand hier *Corylus Avellana* L., reichlich, *Salix caprea* L., *Tilia* cfr *europæa* L. *Cornus sanguinea* L. A. F. CARLSON u. a. geben an, dass auch *Quercus* hier angetroffen worden.

SERNANDER² hält dafür, dass das Lager 6 möglicherweise ein kontinentale Periode, und zwar die boreale anzeige, und dass der überliegende Tuff wenigstens zum grossen Teil atlantisch sei.

K. KJELLMARK beschrieb 1897³ einige Kalktuffe von Axberg i Nerike, die u. a. deshalb interessant sind, weil sie die ersten sind, die in einem Urkalkgebiet gefunden worden, sowie deshalb weil sie Fichte enthalten. (SERNANDER, der bereits 1892 einige Stufen zugeschickt bekannt erwähnt das Vorkommen von Fichte und Espe in denselben⁴). Wir lassen hier eine Erörterung der Ablagerung III bei Berga folgen.

Über einen steilen Kalkfelsen in reichlicher Menge herabrinnende Wasser hatte, nachdem kurz vorher der Ort vom Meere (Litorina-Meer) isoliert worden war, eine Tuffabsetzung bewirkt, teils in Form von Tuffkies unterhalb des Felsens, teils als Moostuffe auf dem Felsen selbst. Die Moostuffblöcke haben sich von Zeit zu Zeit vom Felsen losgelöst und sind heruntergestürzt. Unterbrechungen der Tuffabsetzung der Quelle scheinen stattgefunden zu haben. Der Verfasser teilt folgendes Profil durch den kleinen infolge der Tuffabsetzung am Fusse des Berges allmählig entstandenen Hügels mit:

¹ Växtpaleontologiska undersökningar af svenska torfmossar. 1. Sthlm 1892. — K. V. A. Bihang, Bd 18. Afd. III. N:o 3.

² Om Litorina-tidens klimat och vegetation. Geol. Fören. i Stockh. Förh., Bd. (1893), s. 362.

³ Några kalktuffer från Axberg i Nerike. Geol. Fören. i Stockh. Förh., Bd 19 (1897) p. 137—152.

⁴ Die Einwanderung der Fichte in Skandinavien. — Englers Bot. Jahrb. Bd 1 H. 1 (1892).

Zu oberst a) 25 cm. Dammerde mit grösseren oder kleineren Blöcken und Brocken von Tuff.

b) 15 cm. fast weisser, ziemlich grober Tuffkies mit zahlreichen Tuffblöcken.

c) 5 cm. Dammerde mit Tuffbrocken und vereinzelt kleinen Blöcken von Tuff.

d) 45 cm. weisser Tuffkies mit spärlichen Tuffblöcken.

e) 46 cm. Sand oder feiner Kies.

f) 22 cm. dunkelgrauer Lehm.

g) 19 cm. hellroter Lehm.

h) 47 cm. kiesbemengter, hellroter Lehm.

Eine grosse Menge (26 Arten) Schnecken wurden gefunden, von denen *Helix aculeata* MÜLL. und *Pupa angustior* JEFFR. bisher nicht in Nerike angetroffen sind. Mehrere Moosarten werden angeführt und von anderen Pflanzenresten:

Betula odorata BECHT. Lager a, b.

» *verrucosa* EHRH. » » »

Juniperus communis L. » a.

Picea Abies (L.) » a, b, c.

Pinus silvestris L. » a, b, d.

Salix caprea L. » a, b.

In Bezug auf die Zeit der Absetzung der Tuffe hält es der Verfasser für möglich, dass nach der BLYTTschen Terminologie das Lager d atlantisch sein könnte, c würde eine subboreale Unterbrechung anzeigen, und b wäre subatlantisch.

Aus dem Silurgebiet Nerikes sind keine Tuffbildungen bekannt.

Aus dem kalkreichen Gotland sind äusserst wenige und unbedeutende Kalktuffe bekannt. Wiesenkalkbildungen kommen dagegen ziemlich allgemein vor. Ausser dem schon von BROMELL beschriebenen Vorkommnis mit fortwährender Tuffbildung bei Nygårds, mag eine Tuffbildung bei Kopparsvik südlich von Wisby erwähnt werden, wo G. LINDSTRÖM¹ eine besonders grosse, 27 mm. lange, Form von *Succinea putris* L. gefunden hat.

Von Mölners in Klinte haben A. VESTERBERG² und SERNANDER³ Kalktuffe ohne bestimmbare Pflanzenreste erwähnt.

Von den vielen interessanten Wiesenkalkbildungen, welche SERNANDER beschrieben hat, wird es hier genügen die mächtige Wiesenkalkablagerung in Fröjel zu erwähnen. Die Lagerserie ist ungefähr die folgende:

Wiesenkalk

Torf mit Kieferstrunklager

Wiesenkalk

¹ Om Gotlands nutida mollusker. Visby 1868. 8:o. Skolprogr.

² Till frågan om Gotlands postglaciala nivåförändringar. Geol. För. i Stockh. Förh. Bd 9 (1887), S. 447.

³ Studier öfver den gotländska vegetationens utvecklingshistoria. Akad. afh. Upsala 1894. 8:o.

Torf mit einem Wiesenalkrand in der Mitte (Der Torf enthält Landmollusken: *Cochlicopa lubrica*, *Conulus fulvus*, *Helix hortensis*, *Zonites* sp.).

Wiesenalk (allmählig auskeilend).

Ancylus-Wall.

Tuffablagerungen ohne bestimmbarc Pflanzenreste finden sich in diesem Wiesenalk und unterhalb desselben.

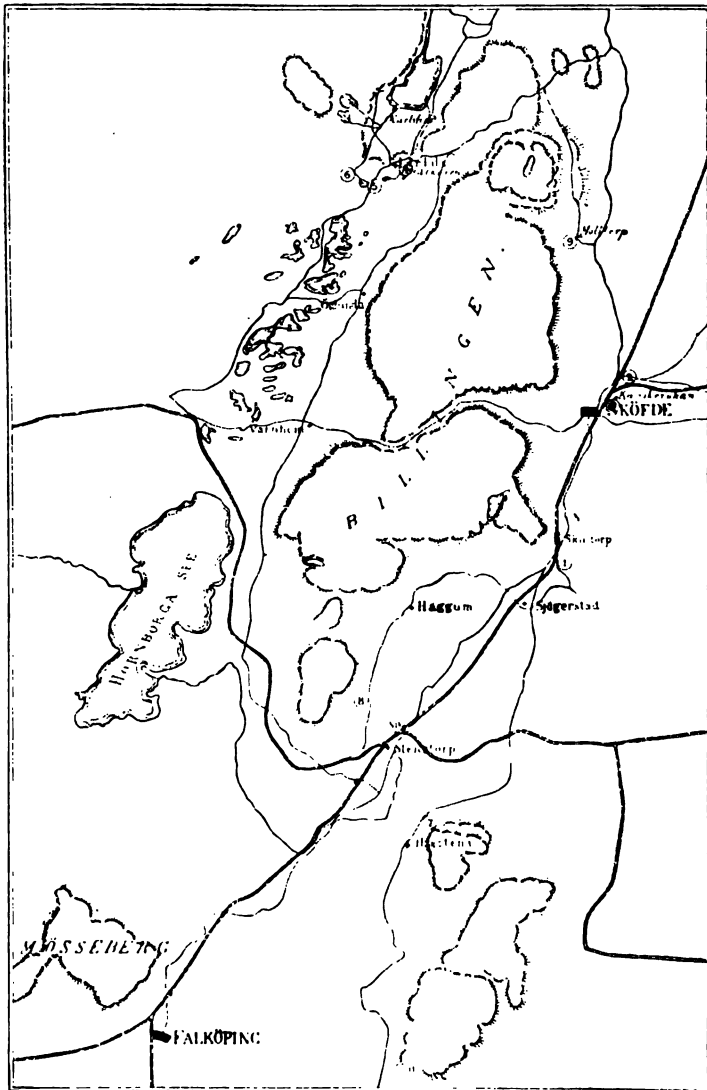


Fig. 1. Kartenskizze, die Gegend um den Billingen mit den Fundorten zeigend.¹
 1 Skultorp, 2 Mariesjö, 3 Kanikerukan, 4 Stålkvarn, 5 Gullekroksjön, 6 Hemviken, 7 Högstena,
 8 Brunnhem, 9 Mölltorp. Masstab 1 : 300,000.

Die Kalktuffe Westergötlands.

Über diese Kalktuffe sind die Angaben spärlich und dürftig. Wie in vorhergehenden gesehen haben, führt BROMELL einen Moostuff von Eberg an. Aus späterer Zeit findet sich kaum irgend eine wissenschaftliche Angabe bis 1887, wo NATHORST in seinem vor der Akademie Wissenschaften in Stockholm abgehaltenen Vortrage über die Kalktuffe Westergötlands folgendes äussert (S. 11):

»Die Kalktuffablagerungen in Westergötland haben uns leider wenig zu zählen. Sie sind im allgemeinen von unbedeutender Mächtigkeit und bestehen aus Blättern nur von solchen Arten, welche noch heute in der Gegend vorkommen, als Hasel, Salweide, Espe. In der Nähe von der Eisenbahnstation Ekedalen findet sich allerdings eine sehr mächtige Ablagerung, sie besteht aber nicht aus zusammenhängendem Tuff, sondern nur aus lockerem Schlamm, der nicht geeignet ist Pflanzenreste zu bewahren.»

SERNANDER erwähnt 1893¹, dass in den Sammlungen des Geologischen Instituts zu Upsala ein poröser, pflanzenrestführender Kalktuff von Mölltorp (soll wahrscheinlich heissen Mölltorp) in der Nähe vom Billingen vorkommt, dessen Flora u. a. Eiche, Linde, Hasel, Salweide umfasst.

Über meine eigenen Untersuchungen lieferte ich 1895 eine vorläufige Mitteilung².

NATHORST erwähnt im demselben Jahre³ die Lebermoose *Chomolobos quadratus* (SCOP.) LINDB. aus Lerdalen (= Lerdala?) und *Astromum punctatum* (L.) NECK. aus Ekedalen, beide von A. F. CARLSON im Jahre 1885 eingesammelt.

Meine Studien über die Kalktuffe Westergötlands basieren hauptsächlich auf die Untersuchungen, die ich im Sommer der Jahre 1894, und 1896 ungefähr je einen Monat gemacht habe, obwohl allerdings auch andere von den Fundorten bei kürzeren Besuchen sowohl als auch später untersucht worden.

Ich habe das Glück gehabt, für meine Reisen gültige Geldunterstützungen zu erhalten, und zwar 1894 seitens des Herrn Prof. HJ. SJÖGREN des Geologischen Instituts in Upsala und 1896 seitens des Reichsmuseum für fossile Pflanzen, durch Herrn Prof. NATHORST.

Die von mir untersuchten Fundorte sind: 1 Skultorp, 2 Mariesjö, 3 Nierikerukan, 4 Stålkvarn, 5 Gullekroksjön, 6 Hemviken, 7 Högstena, 8 Önnhem, 9 Mölltorp.

¹ Om Litorina-tidens klimat och vegetation. Geol. Fören. i Stockh. Förh., Bd 15 S. 363.

² Om floran i några kalktuffer från Vestergötland. Bot. Not. 1895, S. 199—203.

³ Om några fossila mossor. . . Bot. Not. 1895, S. 253—256.

Bull. of Geol. 1898.

Diese Fundorte sind sämtlich auf der beigefügten Kartenskizze durch die entsprechenden Nummern bezeichnet. Die Fundorte 1, 4, 6, 7, 8 liegen oberhalb der marinen Grenze, die übrigen etwas unterhalb derselben. Nr. 1, 2, 3, 7, 8 liegen sämtlich südlich von dem System gewaltiger Endmoränen, das von DE GEER als die Grenze der zweiten Vereisung bezeichnet wird. Der Moränenzug geht nämlich über die seenreiche Gegend nördlich von Warnhem und kann östlich von Billingen, der Stadt Sköfde vorbei, verfolgt werden.

Beschreibung der einzelnen Fundorte.

1. Skultorp.

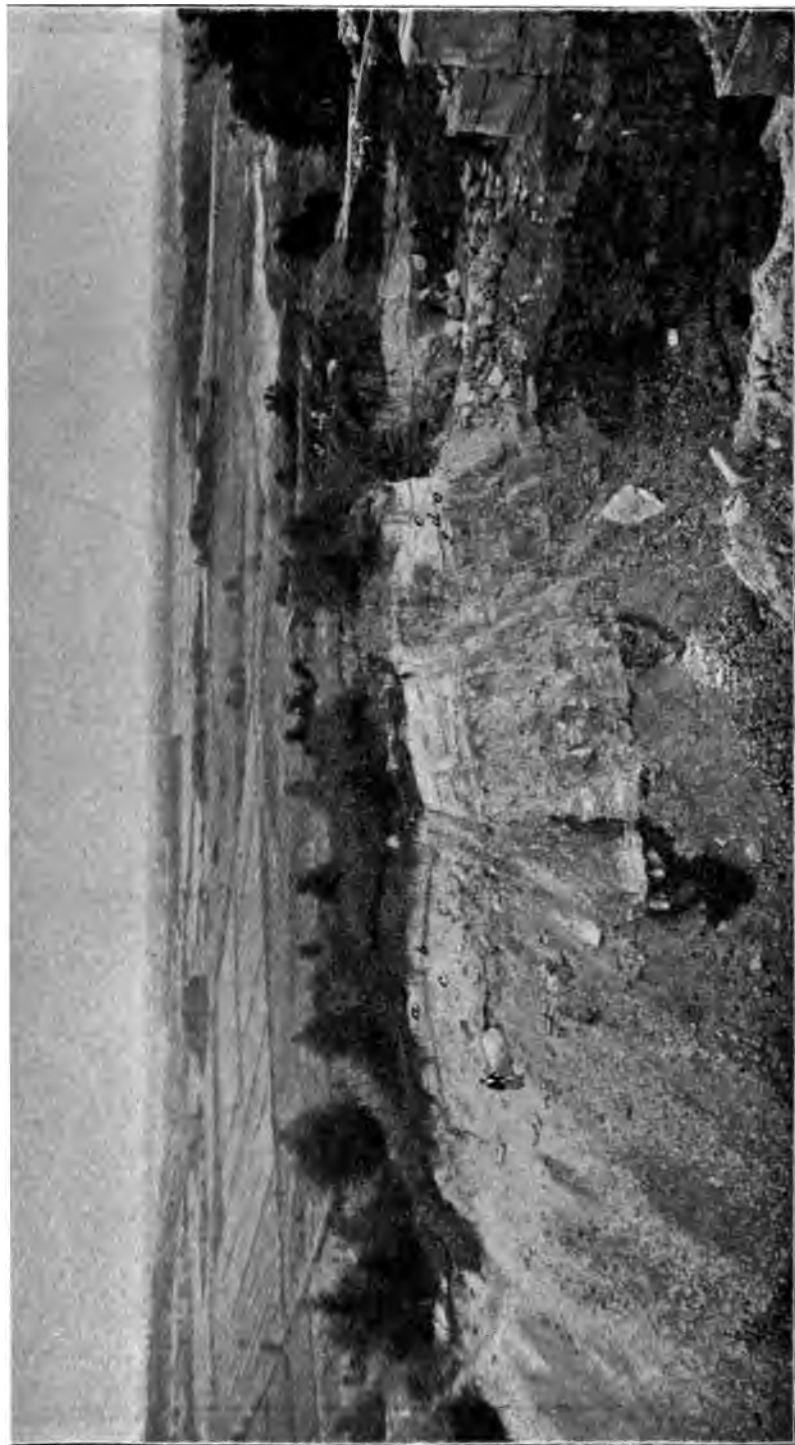
Hierzu Fig. 2—4.

Diese interessante Kalktuffablagerung ist nahe bei Skultorp, einer Station an der Eisenbahn zwischen Stockholm und Gothenburg, gelegen, 5¹/₂ km. südlich von der Stadt Sköfde, auf der östlichen Seite vom Billingen und am Rande des grossen Kalkplateaus, das sich über die ganze sogenannte Falbygden ausbreitet. Die Grenze des Kalklagers, welches hier aus den tiefsten Schichten des Ortocerkalkes besteht, ist in dieser Gegend, sowie an vielen Orten des Silurgebietes Westergötlands, nach aussen durch eine quere Abstürzung wohl markiert, wobei Moräne den unterliegenden Alaunschiefer deckt. Quellen springen aus diesen Abschlüssen in grosser Anzahl empor und haben einst an manchen Stellen Tuff- und Wiesenkalkbildungen abgesetzt. Die mächtigste dieser Bildungen ist die, welche ich jetzt beschreiben will. Näher bestimmt liegt dieselbe 1 km. südlich von der Station Skultorp am Bauerngute Regumatorp im Kirchspiele Sjögerstad. Wie ich vorher hervorgehoben habe, ist sie bisher in der wissenschaftlichen Litteratur nicht erwähnt worden.

In der topographischen Litteratur findet man einige Angaben über dieselbe. So z. B. sagt LINDSKOG:¹ Auch darf das mächtige Lager von »Hvitamo« nicht unerwähnt bleiben, das unterhalb der Kalkablagerungen in der Vormark von Rematorp vorkommt, und Gelberde etwas weiter oben; durch Veredlung dürften dieselben z. T. die Stelle der Kreide und der Gelberde vertreten können».

Die Ablagerung ist aber neuerdings in ausgezeichneter Weise durch die Erweiterung desjenigen Steinbruches zugänglich gemacht worden, den man hier vor etwa 20 Jahren zu verarbeiten anfang. Wie Fig. 2 zeigt, ist der Kalktuff durch die Ausräumung blossgelegt, und ausserdem hatte man am südlichen Ende des Fundorts einen Gang ausgegraben, wodurch der Tuff von mehreren Seiten studiert werden konnte. Vergl. Fig. 3, 4.

¹ P. E. LINDSKOG, Försök till en kort beskrifning om Skara stift. H. 5. Skara 1816. 8:o, S. 96.



Foto, Karl Fr. Andersson, Skultorp.

Fig. 2. Der Kalktuff bei Skultorp von Westen gesehen.

Auto. Generalst. Lithogr. Anst., Stockholm.

Während des letzten Sommers hat auch eine weitere Ausräumung auf der Langseite stattgefunden, von welcher das Profil auf Fig. 3 aufgenommen ist.

Der Kalktuff hatte ursprünglich eine Länge von 50 Meter mit einer Längenrichtung N 30° O. Die Neigung ist ziemlich stark, und die Breite dürfte etwa 36 m. betragen.

Die Höhe über dem Meeresspiegel ist c:a 165 m. oder unbedeutend über die marine Grenze hinaus, die nach DE GEER in den Umgegenden vom Billingen 159 m. erreicht.

Die Kalktuffabsetzung ist vor der Neuzeit abgeschlossen.

Wie aus dem Profile und den beigefügten Tafeln hervorgeht, haben wir obenan Erdbedeckung, die stellenweise durch aufgeschüttetes Material vermehrt ist. Das Ganze ist von einer Vegetation bedeckt, die in den Feldschichten hauptsächlich besteht aus:

Achillea Millefolium L.
Astragalus glycyphyllos L.
Centaurea Scabiosa L.
Cerefolium silvestre BESS.
Cirsium arvense SCOP.
Epilobium angustifolium L.
Equisetum arvense L.
Rubus saxatilis L.
Solidago Virgaurea L.
Trifolium pratense L.
Tussilago Farfara L.

Über diese ragen zerstreute Exemplare von

Betula verrucosa EHRH.
Picea Abies (L.)
Pinus silvestris L.
Rhamnus cathartica L.
Salix caprea L.
 » *nigricans* SM.

empor.

Unterhalb der Erdbedeckung folgen dann, und zwar von oben nach unten, Wiesenkalk und Tuff (Lager *a*), ein Humusrand (*b*), ferner mächtige Tufflager mit Wiesenkalk (*c*), dann ein Tufflager von unbeträchtlicher Mächtigkeit, oben und unten von Humusrändern begrenzt (*d*), Wiesenkalk (*e*), Tuff (*f*) und zu unterst unmittelbar auf der Moräne Schwemmsand (*g*).

Lager a.

Das oberste Lager besteht aus Wiesenkalk, Wiesenkalk mit Moostuffbällen, und blattführenden Tuffen, alle durch ihre rötliche Farbe ausgezeichnet. Lokal findet sich eingelagerter Schwemmsand. Der Tuff ist schalig, blasig und sehr spröde. Die Mächtigkeit des Lagers ist sehr wechselnd:

von 30 cm. — ein paar Meter an der Aussenseite der Ablagerung, im allgemeinen 50 cm. Die an Blattabdrücken reichsten Tuffe wurden im südlichsten Ende des Fundorts gleich unterhalb des Ortocerkalkes angetroffen.

Folgende Pflanzen wurden beobachtet:

Acer platanoides L. Mehrere Blätter.

Corylus Avellana L. Blätter. Selten.

Populus tremula L. 1 Blatt.

Salix caprea L. Blätter. Selten.

Tilia europæa L. » Früchte. Sehr reichlich.

Ulmus montana WITH. Blätter.

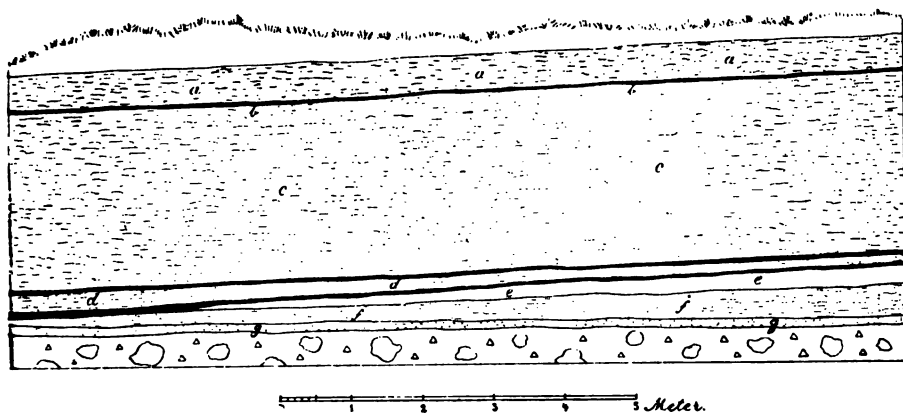


Fig. 3. Profil von der Längenseite des Tuffes.

Folgende Schnecken:

Carychium minimum MÜLL.

Clausilia sp.

Helix costata MÜLL.

» *fruticum* MÜLL.

» *hortensis* (MÜLL.) f. *albida*, *1-fasciata* (0, 0, 3, 0, 0). 2 Ex.

» » » » *3-fasciata* (1, 0, 3, 0, 5). 8 Ex.

» » » » *5-fasciata* (1, 2, 3, 4, 5). 5 Ex.

Die 2 letzteren Formen könnten vielleicht zu f. *lutea* gehören, da natürlich die gelbe Epidermis leicht weggefallen sein kann.

Helix strigella DRAP.

Pupa pusilla MÜLL.

Zonites crystallina MÜLL.

Lager b.

Dieses besteht aus einer grauen oder schwarzen Zone von Humus, mit Tuffstückchen gemengt. Die Mächtigkeit ist gering, zwischen 5—20 cm. variierend.

Dieser Rand lässt sich die ganze Ablagerung entlang verfolgen. Ich habe aus diesem Lager keine Fossilien verzeichnet, obwohl Schnecken zweifellos hier vorkommen.

Lager c.

Dieses Lager ist das mächtigste in der ganzen Serie, bis zu 2,5 m. Es besteht hauptsächlich aus Tuff, hier und da auch aus Wiesenkalk mit Moostuffen, alles von weisser oder gelbweisser Farbe. Der Tuff ist (meist) in Bänken abgelagert, was im unteren Teile des Lagers am deutlichsten ausgeprägt ist; daselbst ist der Tuff auch fester und härter und in gewaltige



Foto. Karl F. Andersson, Skultorp.

Auto. Generalst. Lithogr. Anst., Stockholm.

Fig. 4. Der Gang am südlichen Ende des Kalktuffes.

Blöcke geteilt. Wechsellagernd mit diesen etwa $\frac{1}{4}$ m. dicken Bänken kommen hier und da dünne Schichten vor, die aus einem ausserordentlich spröden Tuffe mit sehr reichlichen und zierlichen Blattabdrücken bestehen. Die Fossilien sind in den unteren Bänken am zahlreichsten, obgleich ähnliche Schichten auch oben, wiewohl seltener, auftreten. Hohlräume nach Ästen und Wurzeln sowie auch Holzstücke durchsetzen oft die Tuffblöcke.

Die am häufigsten vorkommenden Pflanzenreste sind Hasel und Linde.

Keine Reste von Wirbeltieren wurden angetroffen, wenn ich einen Abdruck von einer unbestimmbaren Feder ausnehme.

Pflanzenfossilien:

Acer platanoides L. Ein Blattfragment in Stufe nebst Eiche und Hasel.

Betula alba L. Ein paar Blätter.

Corylus Avellana L. Äste, Blätter in grosser Menge (ein Riesenblatt, Taf. Fig. 1 abgebildet); ein männliches Kätzchen (abgebildet Taf. Fig. 7); verschiedene Cupulæ, Nüsse, einsam oder in Trauben.

Pinus silvestris L. Zapfen, selten.

Populus tremula L. Blätter.

Quercus Robur L. Mehrere Blätter.

Salix caprea L. Blätter.

» *cinerea* L. »

Sorbus Aucuparia L. Blätter.

Tilia europæa L. Blätter, Schirme, Früchte.

Ulmus montana SM. Blätter.

Amblystegium glaucum LAM. nebst etwa einigen anderen Laubmoosen.

Schnecken:

Carychium minimum MÜLL.

Clausilia sp.

Cochlicopa lubrica MÜLL.

Conulus fulvus MÜLL.

Helix costata MÜLL.

» *hortensis* (MÜLL).

» *runderata* STUD.

Succinea oblonga DRAP.

Lager d.

Dieses Lager ist in drei verschiedene Zonen zu gliedern; ein oberer, schwarzer Rand mit Humus und verwitterten Tuffstücken, 5—10 cm. mächtig, ungemein reich an Schnecken; eine Zone mit pflanzenführendem, gelbweisse, porösem Tuffe¹, 10—25 cm., und ein unterer, schwarzer Rand, 5—10 cm. Diese Einteilung lässt sich über die ganze Ausdehnung des Fundorts festhalten, soweit ich derselben habe folgen können.

Auffallend ist, dass kleine Kohlenstücke sowohl im oberen, schwarzen Rande als auch im Tuffe zahlreich angetroffen werden.

Pflanzenfossilien im Tuffe:

Betula alba L. Blätter in Menge. Ein paar derselben haben mit grosser Sicherheit als *B. odorata* BECHST. bestimmt werden können.

Pinus silvestris L. Zapfen, Nadeln und möglicherweise Holz, doch ziemlich selten. Prof. A. N. LUNDSTRÖM hält dafür, dass die hier auftretende Form zu *v. lapponica* FR. gehöre.

Populus tremula L. Ein Blatt.

Salix caprea L. Ausserordentlich zahlreich.

» *cinerea* L. Ein paar Blätter.

Equisetum hiemale L. Stengelabdrücke. Allgemein vorkommend.

Marchantia polymorpha L.

Peltigera canina (L.)

¹ Die Mächtigkeit des Tuffes ist auf Fig. 3 etwas übertrieben worden.

In meiner vorläufigen Mitteilung habe ich auch *Sorbus Aucuparia* L. und *Tilia europæa* L. verzeichnet. Hier lasse ich sie weg, *Sorbus* darum, weil die Blattfragmente, die hierher zu stellen wären, zu klein sind, um mit Sicherheit bestimmt werden zu können; *Tilia* deshalb, weil die Stufe, worin sie bei dem am weitesten abwärts liegenden Teile des Fundorts angetroffen wurde, wahrscheinlich infolge irgend einer Verschiebung aus einem überliegenden Lager hinabgepresst worden ist.

Schnecken:

Wie bereits hervorgehoben, sind die Schnecken in dem oberen schwarzen Rande am zahlreichsten. Ein 1 hinter dem Namen bezeichnet dass sie nur in diesem Rand gefunden sind.

Buliminus obscurus (MÜLL.) 1.

Clausilia laminata MONT. 1.

» sp.

Cochlicopa lubrica MÜLL.

Conulus fulvus MÜLL.

Helix costata MÜLL.

» *fruticum* MÜLL. 1.

» *hortensis* (MÜLL.) 1.

» *runderata* STUD.

Succinea oblonga DRAP. 1.

Lager e.

Besteht aus Wiesenalk mit Moostuffbällen von verschiedenem Aussehen und verschiedener Mächtigkeit (25 cm.—1 m.). Bisweilen, obwohl selten, kann es ganz fehlen. Keine bestimmmbaren Fossilien wurden angetroffen.

Lager f.

Dieses Lager hat eine Mächtigkeit von 10 cm. und besteht zum grössten Teil aus Moostuffen in schönen, gelben Rasen. Während meines zufälligen Besuches 1898 bei Skultorp bemerkte ich, dass dieses gelbe Lager nach und nach in ein Mooslager von weit grösserer Mächtigkeit, 50 cm., überging. Dies Verhältnis ist auf dem Profile Fig. 3 markiert.

Weiter nach Norden am anderen Ende des Profils wurde das Lager durch blattführenden Tuff mit Pflanzenresten vertreten, die einen ganz anderen Charakter hatten als die in den vorigen Lagern beobachteten.

Es waren folgende:

Salix glauca L.: Blätter von verschiedenen Typen. Nach gütiger Bestimmung von Prof. A. N. LUNDSTRÖM. (S. Taf. Fig. 4 a, b).

» *lanata* L. (S. Taf. Fig. 3). Nach Bestimmung von Prof. LUNDSTRÖM.

» *reticulata* L.: Blätter von 2 verschiedenen Typen. (S. Taf. Fig. 2 a, b).

Der im vorigen erwähnte Moostuff besteht gänzlich aus einer Art: *Amblystegium *falcatum* (BRID.) Nach Dr E. JÄDERHOLM.

Lager g.

Besteht aus Schwemmsand von variierender Mächtigkeit. Bisweilen kann dieser auch den *Amblystegiumtuff* überlagern. Mitunter fehlt er gänzlich. Wahrscheinlich ist dieses Lager etwa gleichzeitig mit dem vorigen.

Ich habe hier nur einige Schnecken gefunden:

Conulus fulvus MÜLL.

Helix pygmæa DRAP.

Pupa sp.

Es verdient erwähnt zu werden, dass ich 1896 an einer Stelle am nördlichen Ende des Fundes unter 20 cm. Schwemmsand 10 cm. Humus fand. Letzterer verdankt vielleicht der Vegetation, die vor der Absetzung des Schwemmsands und des ältesten Tuffes an diesem Orte existiert hat, seine Entstehung.

Unter all diesen Lagern fängt Moräne an, die auf dem Alaunschiefer ruht.

Ehe ich diesen interessanten Fund verlasse, möchte ich noch auf einige einen Wiesenkalk etwa 25 m. unterhalb der Tuffablagerung entstammende Molluskenfunde aufmerksam machen.

Die Lagerserie war von oben nach unten die folgende:

30 cm. Humus,

15 » moorgemengter Wiesenkalk,

50 » Torf,

15 » feiner, weisser Wiesenkalk mit Mollusken,

25 » Sand.

Moräne.

Die im unteren Wiesenkalk angetroffenen Conchylien waren:

Carychium minimum MÜLL.

Clausilia sp.

Cochlicopa lubrica MÜLL.

Conulus fulvus MÜLL.

Helix costata MÜLL.

» *runderata* STUD.

Limnæa truncatula MÜLL.

Pisidium sp.

Pupa muscorum MÜLL.

» sp.

Succinea oblonga DRAP.

Fassen wir jetzt kurz die Bildungsgeschichte des oben beschriebenen Fundorts ins Auge, so finden wir, dass die Moräne, nach der Dammerde zu urteilen, die an einer Stelle unmittelbar auf derselben beobachtet worden ist, wenigstens stellenweise mit einer Vegetation bedeckt gewesen, ehe noch die Quellsprünge ihre Thätigkeit begonnen hatten. Als später Verhältnisse eintraten, die das Fluten der Quellen ermöglichten, wurde Sand (Lager g) hinuntergeschwemmt, und Tuff (Lager f) fing bald an zu entstehen, teils

ausschliesslich Moose, teils Reste einer Flora von hochnordischem Chara enthaltend. **Darauf setzte sich an den meisten Punkten Wiesenkalk** Moosen ohne bestimmbare Reste höherer Pflanzen ab. **Dann scheint** : eine Periode eingetreten zu sein, wo die Quellen versiegt sind, eine Periode die durch die beiden schwarzen Ränder im Lager d vertreten wird, zwischen denen eine kleine Tuffabsetzung, eine Flora anderer Art, *Salweide*, *Birke*, *Kiefer* u. a. m. enthaltend, stattgefunden hat. Nach dieser Unterbrechung hebt dann die Wirksamkeit der Quellen wieder an und zwar dies wahrscheinlich auf sehr lange Zeit hinaus. Eine herrliche Laubwaldvegetation schmückte die Gegend: *Hasel*, *Eiche*, *Ahorn*, *Linde* u. a. wuchsen in der Nähe der Quellen.

Auf eine nochmalige Unterbrechung, die offenbar eine lange Periode des dürren Klimas anzeigt, folgte Tuffbildung mit Resten einer Flora von ungefähr denselben Bestandteilen wie im vorigen Lager, obwohl die Feuchtigkeit des Laubwaldes sich vermindert zu haben scheint. Darauf hat das Fluten der Quellen wieder abgenommen, denn seit langer Zeit findet keine Tuffabsetzung mehr statt.

2. Mariesjö.

Auf den Vormarken dieses Gutes liegt ein Torfmoor, nördlich der Karlsborger Eisenbahn gelegen, nicht lange bevor diese in einen Kiefernwald, »Hasslumsökogen« genannt, einläuft. Das Moor ist in einer engeren aber tiefen Depression zwischen Mosandablagerungen abgesetzt. Torfstechen hat in grosser Ausbreitung seit vielen Jahren stattgefunden, auch Aufnahme von Wiesenkalk, der hier als Erdverbesserungsmittel im sumpfigem Rodeland verwendet wird. Durch diesen Torf- und Wiesenkalkbau ist im südlichen Teile des Moors ein Kalktufflager blossgelegt worden, das einmal um eine noch heute stark sprudelnde Quelläder abgesetzt worden ist. Der Fund, welcher eine Ausdehnung von einigen Metern hat, besteht oben aus 2—3 Schichten blattführender Tuffe von zusammen etwa 50 cm. Mächtigkeit. Unter diesen findet man eine wenigstens 1,5 m mächtige Ablagerung von Tuffkies, der auf Mosand ruhen dürfte.

Wie ich an einer Stelle beobachten konnte, ist der Tuff zunächst überlagert gewesen von:

20 cm. *Amblystegium*-Torf.

35 » torfgemischtem Wiesenkalk.

Oben auf diesen Lagern stiess man auf einige verwitterte Baumstämme die wahrscheinlich in dem übrigens weggeschafften, überliegenden Torf eine Strunkschicht markiert hatten.

Der Wiesenkalk enthielt zahlreiche Stücke von Rinde, Holz, Ähren und Grashalmen, übrigens aber keine bestimmbareren Pflanzenreste.

Der Amblystegiumtorf bestand aus stark zusammengepressten Moosen, und folgende Pflanzenreste wurden konstatiert:

Betula nana L. Blätter (spärlich).

Menyanthes trifoliata L. Samen.

Amblystegium intermedium (LINDB.) } nach Dr E. JÄDERHOLM.
 » *stellatum* (SCHREB.) }

Das Tufflager. Die Tuffe, welche von einer blaugrauen Farbe sind und beim Trocknen dunkel werden, enthalten überaus zahlreiche Abdrücke von *Salix*blättern. Prof. A. N. LUNDSTRÖM hat gefälligst diese untersucht und als sicher vorhanden Blätter von folgenden Arten bestimmt:

Salix lapponum L.
 » *myrtilloides* L.
 » *nigricans* SM.
 » *phylicæfolia* L.

Möglicherweise sind auch folgende vorhanden:

Salix depressa L.
 » *glaucæ* L.

Übrigens kommen zahlreiche Blätter von
Myrtillus uliginosa L. vor.

Der Tuffkies, der aus Teilen von inkrustierten Moosstengeln und Astabdrücken besteht, enthält:

Betula nana L.: zahlreiche Blätter.
Menyanthes trifoliata L.: Samen.
Amblystegium (Harpidium) sp.

und folgende Conchylien:

Limnæa ovata DRAP. Sehr zahlreich.
Pupa muscorum (MÜLL.)
Pisidium sp.

Am nördlichen Ende des Moores ist Torf aufgenommen worden. Die Lagerserie ist folgende:

65 cm Torf mit *Phragmites*.

Strunkschicht. Ich rechnete bis auf 30 festgewürzelte Strünke, vermutlich alle von Fichten, mit einem Diameter bis zu 75 cm.

Torf von grosser Mächtigkeit. Ich liess eine Grube graben 2,2 m. tief, konnte aber mit einer 1,10 m. langen Stange noch nicht den Grund erreichen. Der Torf, oben an Baumresten reich, unten meistens aus Moosen bestehend, enthielt höchst geringe Pflanzenreste.

Die Moose, von Dr E. JÄDERHOLM bestimmt, sind:

Hypnum trichoides NECK.
Paludella squarrosa (L.)
Philonotis fontana (L.)

Aus den obigen zerstreuten Angaben kann man auf einige Züge in der Entwicklungsgeschichte dieses Torfmoorbeckens schliessen.

In der schwach abschüssigen Depression zwischen Mosandablagerungen ist bereits frühzeitig in einem Teil derselben Kalktuff abgesetzt worden, die Reste einer Flora von ausgesprochen nordischem Charakter einbettend. Der Kalktuff ist dann von einem *Amblystegium*-Teppich bedeckt worden, worauf sich Wiesenkalk abgelagert hat. Die über dem Wiesenkalke befindlichen Strünke markieren wahrscheinlich einen Abbruch in der Wiesenkalk- und Torfabsetzung. Im nördlichen Teile des Moores ist inzwischen nach und nach eine mächtige Torfablagerung entstanden. Darauf folgte eine Periode, wo der Fichtenwald auf die Fläche des jetzt relativ trocken gewordenen Moores hinauswanderte. (Die Fichte fehlt nun in der nächsten Umgebung.) Der Fichtenwald wiederum fiel infolge aufs neue beginnender Torfabsetzung dem Untergange anheim.

3. Kanikerukan

nordöstlich von der Stadt Sköfde gelegen.

Gleich südlich von diesem Gut findet sich eine kleine Kalktuffablagerung, einst um Quellsprünge abgesetzt, die in dem in unteren Eismeersand (»Undre glacialsand«) hineingeschnittenen Erosionsthale dahinfluteten. Die Ablagerung hält ca. 25 m. in der Länge und 4 m. in der Breite. Folgendes Profil kann mitgeteilt werden:

Zu oberst 25 cm. verwitterter Torf,
 40—60 » Kalktuff mit Wiesenkalk,
 15—40 » Schwemmsand.

Der Kalktuff ist äusserst arm an Pflanzenresten. Und die wenigen, die ich angetroffen habe, sind unbestimmbar. Möglicherweise kommen vor:

Myrtillus uliginosa L. } Blätter.
Salix sp. }

Einige Exemplare von *Limnæa ovata* DRAP. sind im Tuffe und im Wiesenkalk angetroffen worden.

Der Schwemmsand, etwas lehmig und oft von Roströhren durchsetzt, enthält keine Fossilien.

Der Fundort verdient indessen näher untersucht zu werden.

Tuffe in Lerdala.

Durch die in der Lehrbuchslitteratur vorkommende Angabe über das Vorkommen von mächtigen Kalktufflagern bei Carlsfors östlich vom Billingen verlockt, begab ich mich im Sommer 1894 dorthin um dieselben zu studieren. In der Nähe des genannten Gutes fand ich indessen keine Fundorte, sondern bloss ein paar unbedeutende Wiesenkalkabsetzungen.

Dagegen gelang es mir an einigen Stellen ein paar km. von dort im Kirchspiel Lerdala Kalktuffe anzutreffen.

Die Gegend um die Kirche von Lerdala ist eine typische Moränenlandschaft: hohe Hügel mit kleinen Seen oder Torfmooren dazwischen.

Moränenkies ist sehr kalkhaltig, und dies ist wohl in noch höherem Grade der Fall gewesen zu der Zeit, da die aus den Moränen hervorgehenden Quellen Tuff und Wiesenkalk absetzen konnten.

4. Stålkvarn.

An diesem Fundorte war zwar kein zusammenhängendes Kalktufflager vorhanden, wohl aber eine Fülle von losen Blöcken, darunter viele von bedeutender Grösse. Sie scheinen sehr arm an bestimmbarren Pflanzenresten zu sein; wenigstens konnte ich nicht mehr als ein Fossil entdecken, nämlich eine schöne Abdrücke von dem Lebermoose:

Hepatica conica (L.) LINDB. (Nach Dr. E. NYMAN).

Wiesenkalk war in Fülle da.

5. Der Gullekroksee.

Gleich östlich von diesem See verzeichnete ich eine noch heute findende Moostuffbildung um die vielen und starken Quellen herum, am Fusse der benachbarten Moräne hervorsprudeln und fast ausschliesslich den kleinen Gullekroksee mit Wasser speisen.

Dr. E. JÄDERHOLM hat gütigst die unten inkrustierten und tuffanderten Moosrasen, die ich mitgebracht, einer Untersuchung unterzogen und drin folgende Arten unterschieden:

*Amblystegium *falcatum* (BRID.).

Bryum bimum (SCHREB.).

Um den vorhin erwähnten See herum finden sich überaus mächtige senkalkablagerungen, die nur teilweise mit Vegetation bedeckt sind. charakteristischste Pflanze derselben war *Schoenus ferrugineus* L. Neben- mag bemerkt werden, dass der Gullekroksee sehr reich an *Characeen*

WAHLSTEDT¹ behauptet 1867, dass alle skandinavischen in süssem Wasser lebenden *Chara*-Arten mit Ausnahme von einer dort vorkommen. Die reiche *Chara*-Vegetation hat nach ihm wahrscheinlich zu der mächtigen Wiesenkalkabsetzung früherer Zeiten beigetragen.

6. Hemviken.

Weiter unten im Thale kamen gewaltige Kalktufflager anstehend durch welche sich der Abfluss des Sees eine tiefe Rinne geschnitten. Hemviken liess ich eine Grabung vornehmen um ein Profil zu bekommen, das hier mitgeteilt wird:

Unter der Dammerde folgte

Kalktuff, 3,5 m., in 8 verschiedenen Bänken.

»Dy« 0,1 m.

Wiesenkalk von unbekannter Mächtigkeit.

¹ L. J. WAHLSTEDT, Berättelse öfver en botanisk resa till norra delarna af Västergötland ... 1866. — K. V. A. Öfvers., Årg. 24 (1867), S. 9.

Der Kalktuff war massig und hart und von fast schwarzer Farbe infolge der darin enthaltenen Erd- und Schlammteilchen. Eine von den untersten Bänken bestand fast ausschliesslich aus verkalkten und zusammengekitteten Aststückchen. Blattreste kamen übrigens äusserst selten vor. In den mitgebrachten Tuffen habe ich nur unterscheiden können

Corylus Avellana L. Blätter, Nüsse, 1 Cupula.

Salix caprea L. Blätter.

Beim Bauerngute Gullekroken in nächster Nähe von Hemvik traf ich in der dort befindlichen, fast ausschliesslich aus Kalktuff bestehenden Steinmauer verschiedene Blöcke von anderem petrographischen Habitus als die im vorhergehenden erwähnten. Sie waren nämlich heller und mehr krystallinisch ausgebildet als die vorigen. Die Pflanzenreste waren zahlreicher, es kamen vor:

<i>Corylus Avellana</i> L.	} Blätter.
<i>Tilia europæa</i> L.	
<i>Ulmus montana</i> WITTH.	
<i>Astrophyllum punctatum</i> (L.)	

Der Besitzer von Gullekroken behauptete, in einem ein Stück oberhalb des Hemviks-Tuffes liegenden Acker seien solche Blöcke bei Pflügen angetroffen worden. Wahrscheinlich sind diese in späterer Zeit gebildet als die bei Hemviken anstehenden Lager. Durch weitere Untersuchungen wird sich das Alter der im vorhin erwähnten Erosionsthalvorkommenden Tuff- und Wiesenkalklager vielleicht feststellen lassen.

So viel lässt sich wohl indes behaupten, dass die bei Hemviken anstehenden Lager zeitlich die ältesten sind. Wir haben ja gesehen, dass der vom Gullekroksee kommende Bach sich eine tiefe Rinne in die Kalktufflager bei Hemviken hineingeschnitten hat. Offenbar hat der Ausfluss in früheren Zeiten eine andere Richtung gehabt, und wahrscheinlich haben die später vollzogenen Wiesenkalkabsetzungen diese Veränderung bewirkt.

7. Högstena.

Dieses Kalktufflokal, auf dem obersten Lager des Ortocerkalk gelegen, liegt von allen hier beschriebenen Vorkommnissen am höchsten. Am nordöstlichen Abhang des Högstenaberges gleich unterhalb Skogastor des durch LINNARSSON bekannten reichen Lokals für silurische Fossilien fand ich im Sommer 1898 bei einem Besuch von einigen Stunden in dieser Gegend verschiedene Tuff- und Wiesenkalkabsetzungen. Immer noch stattfindende Moostuffbildung wurde in den in grosser Menge vorkommenden Quellen beobachtet.

Die Tuffe waren unmittelbar auf den Kalkfelsen abgelagert, von welchen sie auf den ersten Blick schwer zu unterscheiden waren, für gewöhnlich von einigen cm. Dammerde bedeckt. Sie waren sehr fest, krystallinisch und hart; klangen beim Anschlagen.

Keine bestimmbarren Fossilien konnten wahrgenommen werden. Somit lässt sich auch über die Zeit ihrer Absetzung nichts sagen.



Fig. 5. Kalksinter aus Mölltorp.
Etwa $\frac{1}{3}$ natürl. Gr.

J. Cederqvist Foto et Auto.

8. Brunnhem.

Beim Bauerngute Mossagården im Kirchspiel Brunnhem soll wie man mir berichtet, Kalktuff vorkommen. Im Dezember 1898 bot sich mir eine Gelegenheit, den Ort zu besuchen. Ich fand dabei Kalktuff in Menge vor, aber nur in freien Blöcken. Mangel an Zeit erlaubte mir aber keine Grabungen vorzunehmen. Das Lokal liegt auf demselben Niveau wie Skultorp, nämlich grade am Abhang zwischen Ortocerkalk und Alaunschiefer. Zahlreiche Quellsprünge waren da, und Moostuffbildung fand statt.

Die Kalktuffe enthalten zahlreiche Abdrücke von Gras- oder *peraceen*blättern, Halmen u. dgl. m., aber im übrigen keine bestimmbar. Reste höherer Pflanzen. Eine Schnecke wurde verzeichnet, nämlich

Limnaea truncatula (MÜLL.).

Der Fundort verdient näher untersucht zu werden.

9. Mölltorp.

In dem jetzt nicht mehr bearbeiteten Kalksteinbruch findet seit langer Zeit Moostuffbildung statt.

Wasser von dem überliegenden Erdboden und den Kalklagen sickert die Wände hinunter und inkrustiert nach und nach die daran wachsenden Moose. Wenn der Moostuff eine gewisse Grösse erreicht hat, lässt er von der Wand los und rutscht auf den Boden des Steinbruches hinunter. Es liegt somit hier ein ähnlicher Process vor wie der von KJELLMARK (vgl. S. 94) aus Nerike beschriebene.

Amblystegium glaucum (LAM.) scheint der am häufigsten vorkommende Tuffbildner zu sein. Dieses Moos ist es wahrscheinlich auch, dem die prächtige vom Herrn Kand. G. SWENANDER eingesammelte Kalksinter den Fig. 5 veranschaulichen soll, sein Dasein verdankt. Der Kalktuff sieht um das Moos herum in deutlichen Krystallen abgesetzt, was dem Sinter ein prachtvolles, schillerndes Aussehen verleiht.

Von älteren Lagern bei Mölltorp stammen vermutlich die im vorhergehenden (S. 97) erwähnten blattführenden Kalktuffe, die SERNANDER beschrieben hat.

Alter, Flora und Fauna der Kalktuffe und ihre Beziehungen zur heutigen Vegetation.

Die Untersuchungen der letzten Jahrzehnte haben dargethan, dass in den im südlichen und mittleren Schweden vorkommenden Torfmooren mit vollständiger Lagerfolge sich sehr oft distinkte Unterbrechungen bemerkbar machen, während deren die Torfbildung mehr oder weniger auf

hörte, oder der Wald auf die Oberfläche von einem Teil der Moore hinauswanderte. SERNANDER¹ hat versucht, diese Unterbrechungen mit den subborealen und borealen Perioden BLYTTS zu identifizieren, und daher auch für die obenliegenden Torf- und »Dy«lager die von diesem Forscher gebrauchten Bezeichnungen atlantisch und subatlantisch verwendet. Diejenigen von den im vorhergehenden beschriebenen Kalktuffen, in denen sich eine bestimmte Lagerfolge unterscheiden lässt, zeigen in vielerlei Beziehung Analogien mit der Lagerfolge der südschwedischen Torfmoore.

Die im Tuffe von Skultorp auftretenden schwarzen Ränder, die nach unserem Dafürhalten auf eine Unterbrechung in der tuffabsetzenden Wirksamkeit der Quellen zurückzuführen sind und somit dürre Perioden anzeigen, entsprechen ganz gewiss den in den Torfmooren vorkommenden Strunklagern. Ähnliche Verhältnisse haben BLYTT und KJELLMARK bei ihren Kalktuffuntersuchungen wahrgenommen².

Bei Skultorp sollte demnach Lager *a* der subatlantischen Periode BLYTTS entsprechen, *b* der subborealen, *c* der atlantischen, *d* der borealen sowie einem Teil der subarktischen und, wie aus der Flora und der Lage hervorgehen dürfte, *e* der subarktischen und *f* der arktischen Periode.

Die Ablagerungen bei Mariesjö weisen vermutlich auch eine ähnliche Gliederung auf. Der Tuffkies könnte demnach arktisch sein, der Tuff nebst dem überliegenden *Amblystegium*-torf und Wiesenkalk dürfte subarktisch sein, und die beobachteten Strünke einem borealen Lager entsprechen. Der mächtige Torf im oberen Teile des Moores ist zweifellos atlantisch. Das Fichtenstrunklager wäre dann subboreal und der Torf oberhalb desselben subatlantisch.

Die bei Hemviken anstehenden mächtigen Tuffbänke sind wahrscheinlich während der atlantischen Zeit abgesetzt, die, wie SERNANDER³ besonders hervorgehoben hat, durch ihr insuläres Klima für reichliche Tuffbildung besonders geeignet gewesen sein muss. Der unter dem Tuffe befindliche »Dy«rand könnte möglicherweise einer borealen Unterbrechung sein Dasein verdanken, in welchem Falle der Wiesenkalk als subarktisch zu bezeichnen wäre. Die Flora des Kalktuffes spricht nicht gegen eine solche Anschauung.

Die arktische Periode.

Wie NATHORST und nach ihm mehrere Forscher nachgewiesen haben, bestand die erste Vegetation Skandinaviens aus einer arktisch-alpiner

¹ Die Einwanderung der Fichte in Skandinavien. — Engler's Bot. Jahrbücher, Bd 15 H. 1 (1892).

² Siehe Einleitung S. 90 und 94. Vergl. auch F. SENFT, Die Wanderungen und Wandlungen des kohlen-saures Kalkes. — Zeitschrift D. geol. Ges., Bd 13 (1861). S. 263—346. — P. FLICHE, Note sur les tufs et les tourbes de Lasnez, près de Nancy. — Bull. Soc. Sc. Nancy. (2) T. 10 (1889), S. 134—147.

³ Om Litorina-tidens klimat och vegetation. — Geol. Fören. i Stockh. Förh., Bd 15 (1893), S. 345.

Bull. of Geol. 1898.

Flora, deren charakteristische Vertreter *Dryas* und *Salix polaris* waren. Während aber diese Flora herrschte, war das Klima so arktisch und der Boden so gefroren, dass keine Quellen fluten konnten und somit auch keine Absetzung von Kalktuff möglich war¹. Und ein Süßwasserthon, in welchem man die genannten Pflanzenformen bisher gefunden, ist noch nicht innerhalb des Gebietes angetroffen worden.

Wie aus dem vorhergehenden ersichtlich ist, hatte ich bei Skultorp an einer Stelle unter dem Schwemmsande ein Lager von Dammerde gefunden. Dieses Lager könnte ein verwitterter arktischer Torf sein, und vielleicht werden wiederholte Untersuchungen auch unverwitterten mit Resten der ältesten Einwanderern an den Tag bringen. Arktischen Torf allerdings ohne bestimmbare Pflanzenreste, hat G. ANDERSSON² in der Moore von Snärestad in Schonen, von Süßwasserthon mit *Salix polaris* überlagert, gefunden.

Die ältesten arktischen Fossilien, die ich aus Westergötland anführen vermag, sind die drei Arten Landschnecken *Conulus fulvus* MÜLL., *Helix pygmaea* DRAP., *Pupa* sp., welche ich im Schwemmsande bei Skultorp gefunden habe. Zu dieser Periode möchte ich auch die im Lager bei Skultorp angetroffenen *Salix glauca* L., *lanata* L. und *reticulata* sowie *Amblystegium falcatum* (BRID.) zählen. Besonders hervorzuheben ist der Fund von *Salix lanata* L.

Betula nana L. im Tuffkiese bei Mariesjö wird möglicherweise hierher zu stellen sein.

Zu der jüngeren Abteilung der »Dryas-Flora« führen NATHORST und G. ANDERSSON die vorige Pflanzenform nebst einer Anzahl großblättriger Weiden, die als besondere Zone, die rein arktische überlagert, in Schonen, Östergötland und an anderen Stellen angetroffen worden sind. Es dürfte ziemlich gleichgültig sein, ob man diese Weidenzone zu der arktischen oder der subarktischen Periode rechnet. Am besten fasst man sie vielleicht als einen Übergang zwischen beiden auf³.

Die subarktische Periode.

Zur ersten Abteilung derselben führe ich die bei Mariesjö angetroffene Kalktuff-Flora mit *Myrtillus uliginosa* DREJ., *Salix lapponum* L., *myrtilloides* L., *nigricans* SM. und *phylicæfolia* L. u. a. m. Ohne Zweifel ist sie auch weit jünger als die im Lager *f* bei Skultorp gefundene Flora. Das Lager *e* des letztgenannten Fundortes ermangelt leider der Fossilien, aber die stratigraphischen Verhältnisse machen es wahrscheinlich, dass dasselbe während dieser Periode abgesetzt ist. Vielleicht wird sich

¹ Darauf haben besonders NATHORST und DE GEER aufmerksam gemacht.

² Studier öfver torfmossar i södra Skåne. Sthlm 1889. 8:o. — K. V. A. Bihang Bd 15. Afd. III. N:o 3.

³ Vergl. G. ANDERSSON a. a. O. und Växtpaleontologiska undersökningar af svenska torfmossar. I. Sthlm 1892. 8:o. — K. V. A. Bihang Bd. 18, Afd. III. N:o 2.

näherer Untersuchung der Wiesenalk bei Hemviken als eine äquivalente Bildung herausstellen.

Die Grenze des borealen Lagers bei Skultorp ist nicht leicht zu bestimmen. Wahrscheinlich sind vom Lager *d* der untere schwarze Rand und der Kalktuff mit seiner Flora von *Salweide*, *Werftweide*, *Birke*, *Espe*, *Kiefer*, *Equisetum hiemale* L., *Marchantia polymorpha* L., *Peltigera canina* (L.), zu dieser Periode oder zum Anfang der nächsten zu stellen. Jedenfalls fallen sie in einen bedeutend jüngeren Teil der Periode als das Lager von Mariesjö.

Während der subarktischen Periode lebte noch eine Anzahl arktischer Pflanzen fort zusammen mit den waldbildenden Bäumen. So z. B. *Salix reticulata* L. zusammen mit der Kiefer in Dänemark, *Dryas octopetala* L. ebenfalls zusammen mit der Kiefer an vielen Stellen als bei Rangiltorp, auf Gotland, in Jemtland u. s. w. Wir sehen auch bei Mariesjö, wie *Betula nana* L. in dem *Amblystegium*-Torf über dem Tuff vorkommt.

Möglicherweise als Relikt aus dieser fernen Zeit, die arktische mit einbegriffen, findet sie sich noch auf dem Diabasplateau des Billingen in *Sphagneta caricifera* und *schoenolagurosa*. So z. B. wächst sie auf »Tjädermossen« zusammen mit (nach Aufzeichnung ³/₇ 1886): *Andromeda polifolia* L., *Calluna vulgaris* SALISB., *Carex ampullacea* GOOD., *irrigua* SM., *limosa* L., *livida* WILLD., *Oederi* HOFFM., *pauciflora* LIGHTF., *stellulata* GOOD., *Drosera intermedia* HAYNE, *longifolia* L., *rotundifolia* L., *Empetrum nigrum* L., *Eriophorum alpinum* L., *angustifolium* ROTH., *vaginatum* L., *Juncus stygius* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Myrtillus uliginosa* DREJ., *Oxycoccus palustris* PERS., kleine, verkümmerte Individuen von *Picea Abies* (L.) und *Pinus silvestris* L., *Rubus Chamæmorus* L., *Scheuchzeria palustris* L. und *Scirpus caespitosus* L. Dort kommen u. a. auch in den Sümpfen solche subarktische Formen vor wie *Sceptrum Carolinum* HN., *Salix depressa*, *Salix hastata* L., welche letztere sich auch an den Abhängen des Billingen findet. Und *Myosotis silvatica*, HOFFM., die in arktischer Zeit auf Gotland¹ vorkam, lebt noch als wild auf dem Billingen bei Skultorp.

Die Möglichkeit späterer Auswanderung dieser Formen während der postglacialen Klimaverschlimmerung ist indes nicht völlig ausgeschlossen².

Die boreale Periode.

Hierher gehört der obere schwarze Rand vom Lager *d* bei Skultorp. Charakteristisch für diesen Rand sind die reichlich vorkommenden Schnecken, *Buliminus obscurus* (MÜLL.), *Clausilia laminata* MONT., *Clausilia* sp., *Cochlicopa lubrica* MÜLL., *Helix costata* MÜLL., *fruticum* MÜLL., *hortensis* (MÜLL.), *runderata* STUD., *Succinea oblonga* DRAP., von denen besonders

¹ SERNANDER, R., Studier öfver den gotländska vegetationens utvecklingshistoria. Akad. afh. Upsala 1894, 8:o.

² SERNANDER, R., Om s. k. glaciala relikter. Bot. Not. 1894. ANDERSSON, G., Svenska växtverldens historia. Sthlm 1896. 8:o.

Buliminus und *Succinea* relativ xerophil sind. Bei Mariesjö wird diese Zeit vielleicht durch das undeutliche Strunklager oberhalb des Wiesenkalkes vertreten. Und der »Dy»rand bei Hemviken kann vielleicht eine relativ xerophile Bildung aus der borealen Periode sein.

Während dieser Zeit wanderte wahrscheinlich eine erhebliche Anzahl gemässigter Pflanzenformen ein, von denen wir erst in obenliegenden Lagern, wie im Lager *c* bei Skultorp, Reste finden.

Dass auch Kalktuff, wenn schon in kleinen Mengen, während dieser Zeit hat abgesetzt werden können, zeigen die Verhältnisse bei Leine vgl. Einleitung S. 90. Besondere Ähnlichkeit mit dem oberen schwarzen Rande bei Skultorp zeigt ANDERSSONS Lager 6, bei Bergs Schleuse: »dunkler Thon, in reichlicher Menge Landschnecken enthaltend».

Landmollusken enthält auch der von SERNANDER (vgl. S. 90) beschriebene boreale Torfrand im Wiesenkalke von Fröjel.

Die atlantische Periode.

Das warme und feuchte Klima dieser Zeit war in hohem Grade der Kalkabsetzung förderlich, wovon denn auch das Lager *c* bei Skultorp und die Tuffbänke bei Hemviken ein grossartiges Zeugnis ablegen. Und nach den Pflanzenresten bei Skultorp in dem erwähnten Lager zu urteilen herrschte dort während dieser Periode eine reiche Laubwiesenflora mit *Hasel*, *Linde*, *Eiche*, *Ulme*, *Ahorn*, *Spierlingsbaum* und *Salweide* in reichlicher Menge, woneben zerstreute Exemplare von *Birke*, *Espe*, *Kiefer* und *Werftweide* (*Salix cinerea*) dieser Formation angehörten. Die im Tuff von Hemviken, obschon spärlich, befindlichen Reste von *Hasel*, *Ulm*, *Linde* und *Salweide* beweisen auch, dass eine einigermaßen ähnliche Vegetation zur Zeit der Bildung des Tuffes in der Gegend vorhanden war. Und die bisherigen Untersuchungen über die Torfmoore im mittleren und südlichen Schweden zeugen vielleicht in noch höherem Grade von der Üppigkeit der atlantischen Flora. Um ein einziges Beispiel anzuführen, verweise ich auf das von SERNANDER und KJELLMARK¹ beschriebene Gotter sätters-Moor in Nerike.

Für die bedeutende Dauer der atlantischen Periode spricht auch die grosse Mächtigkeit der abgesetzten Torf- und »Dy» lager.

Was wieder die atlantischen Kalktuffe betrifft, liegen Beschreibungen über solche vor aus Östergötland von ANDERSSON, aus Westergötland von SERNANDER. Vgl. weiter die Einleitung.

Die Flora der atlantischen Zeit hat deutliche Spuren hinterlassen, nicht nur in den geologischen Ablagerungen aus dieser Zeit sondern auch in der heutigen Vegetation. Reliktformationen aus dieser Zeit sind von mehreren Forschern aus verschiedenen Teilen unserer Halbinsel beschrieben.

¹ R. SERNANDER und K. KJELLMARK, Eine Torfmooruntersuchung aus dem nördlichen Nerike. — Bull. Geol. Inst. Upsala n:o 4 Vol. 2 P. 2. 1895. S. 322.

ben worden. Dass die Gegenden um den Billingen passende Lokale auch für geschlossene Reliktformationen haben bieten können, werde ich weiter unten nachweisen. Ich fasse jetzt einige einzelne für die atlantische Flora charakteristischere Formen ins Auge, die BLYTT¹ aus den Küstengebieten des südlichen Norwegen als Reste einer zusammenhängenderen Ausbreitung der atlantischen Flora anführt. Unter den von ihm aufgeführten kommen *Narthecium ossifragum* HUDS., *Lycopodium inundatum* L., *Blechnum Spicant* SM., *Pedicularis silvatica*, L. *Erica Tetralix* L. an mehreren Stellen auf dem Billingen und unterhalb desselben vor. So fanden Dr. ERNST HEMMENDORFF und der Verf. ^{26/7} 1886 bei Sjömossen auf dem Diabaslager des Billingen *Narthecium* und *Erica* zusammen mit *Funcus stygius* L., *Potamogeton polygonifolius* POURR. und *Rhynchospora alba* VAHL. wachsend. *Blechnum Spicant* findet sich im Fichtenwald sowohl auf dem Diabaslager als unterhalb desselben. *Lycopodium* wächst in schlammigen Mooren an mehreren Stellen auf dem Diabasplateau.

Eine andere ganz gewiss in atlantischer Zeit eingewanderte Form ist *Sphagnum molle* SULL., welche Form ich 1884 in einem kleinen Sphagnetum cariciferum auf dem Diabaslager des Billingen fand².

Die gefundenen Mollusken: *Carychium minimum* MÜLL., *Clausilia* sp., *Cochlicopa lubrica* MÜLL., *Conulus fulvus* MÜLL., *Helix costata* MÜLL., *hortensis* (MÜLL.), *runderata* STUD. stammen wahrscheinlich aus der nahe liegenden Laubwiese her.

Die subboreale Periode.

Hierher gehören das Lager *b* bei Skultorp und das Fichtenstrunklager im Torfmoore bei Mariesjö. Ähnliche Unterbrechungen sind beobachtet von KJELLMARK im Kalktuffe bei Axberg, von SERNANDER im Wiesenalk von Fröjel, hier durch einen Torfrand mit Kiefernstrünken markiert, ebenfalls von SERNANDER bei Digernäs in Jemtland, sowie ausserdem in einer grossen Anzahl Torfmooren. (Vergl. Einleitung.)

Die subatlantische Periode.

Die vorige Periode wird hauptsächlich durch die Einwanderung der Fichte charakterisiert, die bis dahin unserer Waldflora fremd gewesen war. Und die Fichte mit ihrer grossen Anpassungsfähigkeit und biologisch gut ausgestattet sowie ausserdem durch eine bedeutende Verschlimmerung

¹ A. BLYTT, Essay on the immigration of the Norwegian Flora during alternating rainy and dry periods. Chra 1876. 8:o.

Vgl. auch die atlantische Kolonie bei der "Rockelbrokällan" im Tiveden mit *Alnus glutinosa* GERTN., *Myrica Gale* L., *Potamogeton polygonifolius* POURR., *Erica Tetralix* L. und *Narthecium ossifragum* HUDS. — SERNANDER, Litorinatidens klimat. Geol Fören. i Stockh. Förh. Bd 15 (1893), S. 371.

² Vergl. K. F. DUSÉN, Om Sphagnaceernas utbredning i Skandinavien. Ups. 1887. 4:o und SERNANDER, Die Einwanderung der Fichte in Skandinavien. Engler's Bot. Jahrbücher. Bd 15: H. 1 (1892), S. 88.

des Klimas unterstützt, nahm den Kampf mit der Eiche und den übrigen edleren Laubbäumen auf, und es gelang ihr bald die früheren Formation zu verdrängen. Indessen gab es Stellen, wo die edlere Vegetation erhalten konnte, und dies war auch bei Skultorp der Fall, wo zur Zeit der Bildung des Lagers *a* eine Laubwaldflora noch vorhanden war, obwohl von erheblich geringerer Üppigkeit als die während der atlantischen Periode herrschende. Wir finden somit, dass *Linde*, *Hasel*, *Ulme*, *Ahorn* und *Salweide* die um den Fundort herum vorhandene Laubwiese hauptsächlich gebildet haben. Eine individuenreiche Schneckenfauna hauste auch in derselben. So sind angetroffen worden: *Carychium minimum* MÜLL., *Clausilia* sp., *Helix costata* MÜLL., *fruticum* MÜLL., *hortensis* (MÜLL.) und mehrere Formen, *strigella* DRAP., *Pupa pusilla* MÜLL., und *Zonites crystallina* MÜLL.

Wie bereits oben im Abschnitt über die atlantische Periode erwähnt wurde, bietet der Billingen noch heute viele Lokale, die für die Erhaltung einer edleren Vegetation günstig sind. Solche Lokale sind insbesondere die »Urer«, die fast überall an den steilen Wänden des Diabasplateaus vorkommen. Und grade oberhalb Skultorp gedeihen in einer derartigen »Urer« Laubwiesen mit *Espe*, *Ahorn*, *Eiche*, *Ulme*, *Linde*, *Hasel*, *Vogelbeere* (*Prunus avium*) u. a. m.

Aber nicht nur in diesen Diabasabstürzen wachsen Laubwiesenrelikten, sondern auch weiter unten an den Abhängen des Billingen kommen sie vor. So findet sich gleich südlich vom Skultorp-Tuffe und ungefähr demselben Niveau eine weite Wiese, deren Baum- und Gebüschvegetation nach gütiger Mitteilung von Dr. P. H. STRÖMMAN (26. 4. 1886) besteht aus: *Alnus glutinosa* GÄRTN., *Betula verrucosa* EHRH., *Corylus Avellana* L., *Crataegus monogyna* JACQ. und *oxyacantha* L., *Fraxinus celsior* L., *Populus tremula* L., *Prunus Padus* L., *Quercus Robur* L., *Salix caprea* L., *Sorbus scandica* FR., *Ulmus montana* WITH.

Um diese Reste einer atlantischen Flora noch weiter zu illustrieren, führe ich folgendes Pflanzenverzeichnis an, das Dr. E. HEMMENDORF und der Verf. am 19. Juli 1886 in Djursängen nahe bei Sköfde machten.

Bäume und Sträucher: *Corylus Avellana* L., *Crataegus monogyna* JACQ. und *oxyacantha* L., *Lonicera Xylosteum* L., *Prunus Padus* L., *Pyrus Malus* L., *Quercus Robur* L., *Rhamnus cathartica* L., *Rosa canina* L., *Sambucus idaeus* L. und *saxatilis* L., *Salix caprea* L., *cinerea* L. und *hastata* L., *Sorbus scandica* FR., *Ulmus montana* WITH. und *Viburnum Opulus* L.

Kräuter: reichlich *Carex montana* L., *Mercurialis perennis* L., *Primula officinalis* JACQ., *Trollius europæus* L. und *Viola hirta* L.

Ziemlich allgemein—einzeln: *Actæa spicata* L., *Agrostis vulgaris* WITH., *Aira flexuosa* L., *Alchemilla vulgaris* L., *Allium oleraceum* L., *Anemone Hepatica* L. und *nemorosa* L., *Anthoxanthum odoratum* L., *Aster hirsuta* SCOP., *Arenaria trinervia* L., *Asplenium Filix femina* BERNH., *Campanula persicæfolia* L., *rotundifolia* L., *Trachelium* L., *Cardamine patiens* L., *Carum Carvi* L., *Centaurea Jacca* L., *Cerefolium silvestre* BERNH.

Chrysanthemum Leucanthemum L., *Cirsium acaule* SCOP., *heterophyllum* ALL., *Clinopodium vulgare* L., *Convallaria majalis* L. und *verticillata* L., *Crepis paludosa* MOENCH., *Dactylis glomerata* L., *Epilobium montanum* L., *Fragaria vesca* L., *Galium boreale* L., *Geranium silvaticum* L., *Geum rivale* L. und *urbanum* L., *Heracleum sibiricum* L., *Hypericum quadrangulum* L., *Hypochaeris maculata* L., *Lathyrus pratensis* L., *Listera ovata* R. BR., *Majanthemum bifolium* SCHMIDT, *Melampyrum silvaticum* L., *Melandrium silvestre* ROEHL., *Orobus tuberosus* L., *Paris quadrifolia* L., *Pimpinella Saxifraga* L., *Plantago media* L., *Poa nemoralis* L., *Polygonum viviparum* L., *Polystichum Filix mas* ROTH., *Pteris aquilina* L., *Pulmonaria officinalis* L., *Ranunculus acris* L. und *auricomus* L., *Rumex Acetosa* L., *Silene nutans* L., *Solidago Virgaurea* L., *Spiraea Filipendula* L., *Stellaria graminea* L., *Taraxacum officinale* WEB., *Thymus Serpyllum* L., *Trichera arvensis* SCHRAD., *Trifolium pratense* L., *Triticum caninum* L., *Veronica Chamædrys* L. und *officinalis* L., *Vicia Cracca* L., *sepium* L. und *silvatica* L., *Viola mirabilis* L. und *Riviana* REICH.

Die jetzt angeführten Beispiele dürften genügen um festzustellen, dass bedeutende Reste einer ehemals üppigeren Flora noch immer in den Gegenden um den Billingen herum vorhanden sind.

Fossilienverzeichnis.

Pflanzen.

Acer platanoides L. Skultorp, in dem atlantischen Lager selten, häufiger in dem subatlantischen.

Der Ahorn ist bisjetzt nicht in skandinavischen Kalktuffen gefunden; die Angabe über dessen Vorkommnis bei Benestad ist, wie NATHORST zeigt¹, unrichtig. — Als Fossil in den Torfmooren wurde er zum ersten mal von NATHORST² 1872 in Schonen gefunden. — Das häufige Vorkommen dieser Art während der subatlantischen Periode, da die Fichte schon eine grosse Rolle in der Vegetation der Gegend gespielt haben muss, stimmt zu den Funden von Ahorn mit Fichte, welche z. B. in »Löppeskärret«³, Lojo³ und in dem »Isthmus Karelicus«⁴ gemacht worden sind.

*Amblystegium *falcatum* (BRID.). Skultorp im arktischen Lager (g).

¹ Föredrag i botanik . . . Sthlm 1887. 12:0.

² Om arktiska växtlemningar i Skånes sötvattensbildningar. — K. V. A. Öfvers. 1872, S. 133.

³ SERNANDER, Die Einwanderung der Fichte in Skandinavien. — Engler's Bot. Jahrbücher, Bd 15. H. 1 (1892).

⁴ H. LINDBERG, Botanisk undersökning af Isosuo-mosse i Sakkola socken. — Mosskulturforeningens årsbok, Hfors 1898.

Relativ recent beim Gullekroksee. Ist in Kalktuff bei Leine, Norwegen, gefunden (BLYTT).

Amblystegium glaucum (LAM.). Skultorp, im atlantischen Lager (c). Im recenten Kalktuffe bei Mölltorp. Der Kalksinter von demselben Fundorte stammt wahrscheinlich von dieser Art her.

Astrophyllum punctatum (HEDW.). Gullekroken in losen Blöcken. Von NATHORST aus Ekedalen erwähnt. Ausserdem aus Leine, Norwegen bekannt (BLYTT).

Betula alba L. Skultorp, in den subarktischen und atlantischen Schichten. Ein paar Blätter vom Lager d haben mit grosser Sicherheit als *B. odorata* BECHST. bestimmt werden können, welche Art in anderen skandinavischen Kalktuffen in den ältesten Lagern häufig ist.

Betula nana L. Mariesjö, reichlich in dem Tuffkiese, spärlicher in dem *Amblystegium*torfe, beide wenigstens subarktischen Alters. Findet sich nicht in dem Kalktuffe. Ist in Tuffen aus Norrland und Östergötland (Rangiltorp) angetroffen. Übrigens kommt sie in den arktischen und subarktischen Lagern der Torfmoore ziemlich allgemein vor.

Corylus Avellana L. Skultorp, in Lager a und c. Hemviken in Kalktuffe. In losen Blöcken bei Gullekroken.

Kommt in mehreren dänischen und südsandinavischen Kalktuffen bei Benestad schon in der Kiefernzone, vor.

Equisetum hiemale L. Im subarktischen Lager (d) bei Skultorp. Vorher in Kalktuffen in Norrland angetroffen und Norwegen (Nedre Dalen).

Hepatica conica (L.). Stålkvarn.

Wird auch aus Schonen angegeben (NATHORST).

Marchantia polymorpha L. Skultorp, im Lager d. Kommt auch in Tuffen aus Schonen und Norrland vor (NATHORST).

Myrtillus uliginosa DREJ. Mariesjö, im subarktischen Tuffe. Vielleicht auch bei Kanikerukan angetroffen. In mehreren Kalktuffen gefunden. Dieser Fundort bei Mariesjö sowie auch der bei Rangiltorp scheinen die ältesten zu sein.

Peltigera canina (L.) Skultorp, im Lager d. Dies ist die einzige Flechte, die bisher mit Sicherheit in Kalktuff gefunden worden ist. Wurde zuerst von SERNANDER bei Filsta in Lagern, die er für atlantisch hält, wahrgenommen. BLYTT erwähnt sie aus dem Kieferntuffe bei Leine.

Pinus silvestris L. Skultorp, Lager c und d. In den meisten Kalktuffen Skandiaviens gefunden.

Populus tremula L. Skultorp, selten, in den subarktischen, atlantischen und subatlantischen Lagern.

Allgemein wie die vorige.

Quercus Robur L. Die im atlantischen Lager bei Skultorp befindlichen Blattabdrücke gestatten keine Entscheidung, ob *Q. pedunculata* oder *sessiliflora* vorliegt. Wahrscheinlich ist es die erstere, die noch heute in dieser Gegend vorkommt.

Salix caprea L. Ist eines der häufigsten Fossilien von Skultorp.

Kommt in besonders reichlicher Menge im Lager *d* vor. Ausserdem sowohl in der atlantischen als auch in der subatlantischen Schicht.

Häufig in anderen Kalktuffen.

Salix cinerea L. Skultorp, im Lager *c* und *d* selten.

Salix depressa L. Findet sich möglicherweise im Tufflager bei Mariesjö.

Salix glauca L. Skultorp, im arktischen Tufflager (*f*). Im Mariesjö-Tuffe finden sich ein paar Abdrücke, die wahrscheinlich zu dieser Art gehören können.

Da die in Tuffen und den Ablagerungen der Torfmoore vorkommenden nordischen *Salix*-blätter im allgemeinen nicht bestimmt sind, habe ich kaum irgend welche Angaben aus anderen Fundorten anzuführen. BLYTT hat indes die in Rede stehende Art im Birkentuff bei Leine gefunden.

Salix lanata L. Liegt in zwei von Prof. A. N. LUNDSTRÖM als sicher bestimmten Blattabdrücken aus dem arktischen Lager bei Skultorp vor.

Sie wird von G. ANDERSSON aus dem Kalktuffe bei Långsele in Lappland angeführt und von ihm als ein östlicher Einwanderer angesehen.

Der Fund bei Skultorp scheint mir aber die Annahme östlicher Einwanderung nicht acceptabel zu machen.

Salix lapponum L. Im Kalktuffe bei Mariesjö. In der Flora der Umgegend ausgestorben. — Vorher nicht in Kalktuffen angetroffen. Nach Mitteilung von SERNANDER hat er die Art bei Rangiltorp gefunden.

Salix myrtilloides L. Im Kalktuffe bei Mariesjö. Gehört auch nicht zur heutigen Flora des Billingen.

Salix nigricans SM. Im Kalktuffe bei Mariesjö. Taf. Fig. 6 abgebildet.

Wird aus Kalktuffen in Dänemark? (RAVN), Norwegen (BLYTT), Jemtland (SERNANDER), Östergötland (Rangiltorp, SERNANDER; Bergsslussar? ANDERSSON) erwähnt. Nebst dem ein wenig jüngeren Vorkommen bei Rangiltorp wahrscheinlich der älteste Fund in Skandinavien von dieser spät ausgebildeten *Salix*-Art¹.

Salix phylicæfolia L. Im Kalktuffe bei Mariesjö. Sonst bisher nicht in Kalktuff gefunden.

Beim Billingen ausgestorben.

Salix reticulata L. Skultorp, im arktischen Lager (*f*) ziemlich häufig. Zwei Blätter von verschiedenem Typus sind auf der Tafel Fig. 2 *a*, *b* abgebildet.

Ist in Kalktuffen aus Dänemark (RAVN), Norwegen (BLYTT), Norrland (NATHORST, SERNANDER) gefunden; diese Funde sind aber jünger, aus der Zeit, wo die Kiefer schon eingewandert war.

Sorbus Aucuparia L. Skultorp, im atlantischen Lager, ziemlich häufig.

In mehreren skandinavischen Kalktuffen, bei Benestad schon in der Kiefern-schicht, gefunden.

¹ Vergl. A. N. LUNDSTRÖM, Om Jenissej-strändernas *Salix*-flora. — Bot. Not. 1888. S. 29.

Tilia europæa L. Skultorp, in den atlantischen und subatlantischen Lagern. Auch bei Hemviken (Gullekroken). Vorher in dänischen Kalktuffen und bei Berg und Benestad gefunden.

Ulmus montana SM. Skultorp, in dem atlantischen und dem subatlantischen Lager. — Hemviken (Gullekroken). Bei Benestad. Auch in Dänemark.

Conchylien¹.

Buliminus obscurus (MÜLL.). Skultorp, in dem oberen schwarzen Rande des Lagers *d*. — Dänemark².

Carychium minimum MÜLL. Skultorp, Lager *a*, *c* und im Wiesenkalke unterhalb des Tuffes. — Nerike (KJELLMARK). — Dänemark.

Clausilia laminata MONT. Skultorp, Lager *d*, im oberen Rande. — Nerike. — Dänemark.

Cochlicopa lubrica MÜLL. Skultorp, Lager *c*, *d*. Nerike. Norwegen (BLYTT.). Dänemark.

Conulus fulvus MÜLL. Schon im arktischen Schwemmsande (*g*) bei Skultorp, auch in den Lagern *c* und *d*; im Wiesenkalke unterhalb des Tuffes. — Nerike. Jemtland (SERNANDER). Norwegen. Dänemark.

Helix costata MÜLL. Skultorp, Lager *a*, *c* und *d*, sowie im Wiesenkalke unterhalb des Tuffes. — Nerike. — Dänemark.

Helix fruticum MÜLL. Skultorp, Lager *a*, *d* (oberer Rand). Nerike. — Dänemark.

Helix hortensis (MÜLL.). Skultorp, Lager *a* (in 3 verschiedene Formen), *c* und *d*. Nerike. Norwegen.

Besonders auffallend ist, dass die nahestehende *Helix arborum* L., welche jetzt eine viel weitere Verbreitung besitzt weder in den von mir untersuchten Fundorten noch in den übrigen quartären Ablagerungen Schwedens fossil angetroffen ist.

ELBERLING³ hebt dasselbe hervor. Er hat nur ein einziges Exemplar, und zwar im Lager 2 bei Maglekilde (vergl. Einleitung S. 89), gefunden. Von BLYTT wird sie doch aus den Kiefer- und Birkenschichten bei Leine erwähnt.

Helix pygmaea DRAP. Ist in zwei Ex. im arktischen Schwemmsande (*g*) bei Skultorp vorhanden. — Nerike. Dänemark.

Helix rudrata STUD. Skultorp, Lager *c* und *d* (oberer Rand) sowie im Wiesenkalke unterhalb des Tuffes. — Nerike. Jemtland (SERNANDER nach Ex. im Reichsmuseum). — Norwegen. Dänemark.

Helix strigella DRAP. Skultorp im subatlantischen Lager. — Nerike. Dänemark, Veistrup Aa (vergl. Einleitung, S. 90.).

¹ Für die Nomenklatur siehe C. A. WESTERLUND, Fauna molluscorum terrestrium et fluviatilium Sveciæ, Norvegiæ et Daniæ. Sveriges, Norges och Danmarks land- och sötvattensmollusker. Sthlm 1873. 8:o.

² Die Angaben aus Dänemark sind nach ELBERLING (vergl. Einleitung S. 89) citirt.

³ Undersøgelser over nogle danske Kalktuffdannelser. Vidensk. Meddel. Naturhistor. For. Kbh., 1870, S. 263.

Limnæa ovata DRAP. Sehr zahlreich im Tuffkiese bei Mariesjö. Jemtland (SERNANDER). Dänemark.

Limnæa truncatula MÜLL. Im Kalktuffe bei Brunnhem. — Dänemark.

Pisidium sp. Im Tuffkiese bei Mariesjö. Im Wiesenkalke unterhalb des Tuffes bei Skultorp.

Pupa muscorum MÜLL. Skultorp, im oben erwähnten Wiesenkalk, Mariesjö, im Tuffkiese. — Nerike. Jemtland (SERNANDER). Dänemark.

Pupa pusilla MÜLL. Im Lager *a* bei Skultorp. — Nerike.

Pupa sp. Eine noch unbestimmte Pupa findet sich im arktischen Schwemmisande bei Skultorp.

Succinea oblonga DRAP. Skultorp, im Lager *c*, im oberen schwarzen Rande (*d*), sowie auch sehr zahlreich im Wiesenkalke unterhalb des Tuffes. — Dänemark. Ist auch auf Gotland im Wiesenkalk bei Mölners angetroffen (VESTERBERG¹) und im Torfschlamme (-»dy») bei Stigstäde von LINDSTRÖM² erwähnt.

Ist in der heutigen Fauna sehr selten. Viel allgemeiner in der Vorzeit. Besonders charakteristisch für den Löss in Deutschland.

JENTZSCH³ sagt von dieser Art:

»*Succinea oblonga* ist im Löss gemein, im Kalktuff und im Sumpfmangel ist sie noch häufig, daneben aber findet sich bereits *S. Pfeifferi* und *S. amphibia*; jetzt ist sie selten und letzte hat sie vollständig verdrängt, ist gemein geworden auf Kosten der *S. oblonga*. So kommt es, dass letzte zwar noch weit verbreitet, aber überall selten ist, dass sie sich aber von Allem in diejenigen Gebiete zurückgezogen hat, wohin ihr die concurrirenden Arten nicht folgen konnten».

Zonites crystallina MÜLL. Skultorp, Lager *a*.

¹ Till frågan om Gotlands postglaciala nivåförändringar. — Geol. För. i Stockh. Förh. Bd. 9 (1887).

² G. LINDSTRÖM, Om postglaciala sänkningar af Gotland. Geol. För. i Stockh. Förh. Bd 8, S. 253.

³ C. A. JENTZSCH, Das Quartär der Gegend um Dresden und über die Bildung des Löss im Allgemeinen. — Zeitschr. f. d. ges. Naturw. N. F., Bd 6 (1872), S. 99.



Figurenerklärung.

Natürliche Grösse.

1. Stufe mit einem Riesenblatt von *Corylus Avellana* L. aus Lager *c* b Skultorp.
- 2 a, b. Blätter von *Salix reticulata* L. Lager *f* bei Skultorp.
3. Blätter von *Salix lanata* L. Lager *f* bei Skultorp.
- 4 a. *Salix glauca* L. Älteres Blatt und Primordialblatt. Lager *f* b Skultorp.
- 4 b. Blatt wahrscheinlich von *Salix glauca* L. Lager *f* bei Skultorp.
- 5 a. *Salix phylicæfolia* L. Blatt. Kalktuff bei Mariesjö.
- 5 b. Primordialblatt von *Salix phylicæfolia* L. Kalktuff bei Mariesjö.
6. *Salix nigricans* Sm. Blätter. Kalktuff bei Mariesjö.
7. Männliches Blütenkätzchen von *Corylus Avellana* L. Lager *c* bei Skultorp.

The Students' Association of Natural Science. Upsala.

Geological and Physico-Geographical Division.

Meeting, Januari 28th 1898.

Directors were appointed:

K. VINGE, Secretary.

C. WIMAN, Editor and Treasurer.

C. SÖDERSTRÖM and A. HOLLENDER, Reporters.

Herr C. WIMAN read a paper on Silurian coral-reefs in Gotland. (See II. of the Geol. Inst. of Ups. N:o 6).

Herr MUNTHE and J. G. ANDERSSON were of opinion that the lecturer had perhaps carried his comparison between the Silurian reef-like lime-masses and the recent littoral reefs too far. The fact, they said, that considerable masses of very minutely distributed mechanical silt were to be found in the former, must be regarded as an evidence against their purely littoral character, and, besides, their topographic distribution and limitation seem to differ somewhat from those of the strand-reefs of the present day. As instances of reefs situated in the limits of the present sea may be mentioned: the Lithothamnion-reefs in the Gulf of Naples and in arctic seas, and the Dentalina-reef at the Väder-islands in Bohuslän.

Herr MUNTHE gave a résumé of KEILHACK's work: Die Drumlinlandschaft Norddeutschlands.

Herr HÖGBOM took the occasion to observe that Drumlin-landscapes have been described long ago by SEDERHOLM as existing in Finland, and that similar formations are met with in many parts of our own country.

J. G. ANDERSSON gave a short account of the radial moraines, found in the Silurian plains of Nerike and Östergötland, and then he proceeded to compare them with typical drumlins. It is a remarkable fact that these radial moraines are found on plains which are bounded either on the north or on the south by distinctly marked stretches of hills running from east to west.

Meeting, Februari 18th 1898.

Herr R. SERNANDER spoke on some subfossil mammiferous animals found in Swedish peat-bogs (See Bull. of the Geol. Inst. of Upsala 189) illustrating his discourse by numerous remains of mammiferous animals and photographs.

The lecture gave rise to a very lively discussion chiefly concerning the different ways, in which Gotland may be supposed to have got its fauna of quaternary mammalia.

Herr MUNTHE gave it as his opinion that the Ancylus-sea had been covered with ice every winter, and that lots of animals had in this way immigrated to Gotland from the continent. The hedgehog, however, of which animal remains had been found in Gotland, and perhaps even the boar could not have got there in that way. In all probability, Herr Munthe said, the occurrence of these animals in Gotland was to be accounted for by assuming that in postglacial time there had been a land-connexion between the island and the continent. The occurrence of strand-gravel on the sea-bottom between Gotland and the continent, too, seemed to speak in favour of this supposition. In order to establish such a connexion an elevation of 40 metres would be sufficient.

The lecturer said that it was not necessary to embrace the opinion of Herr MUNTHE about the land-connexion just mentioned.

Prof. HÖGBOM thought it very probable that the Ancylus-sea, as Herr MUNTHE had already observed, had been ice-bound in winter. As late as the fourteenth century the Baltic had, in some winters, been covered with ice and during the Ancylus-time a rather severe climate prevailed, far severer than that of the present day. As an instance of animals having been carried far away on drifting ice, he mentioned that a whole herd of rein-deer had once been driven on an ice-float from the coast of Norrland as far as Åland.

As a proof of the long swimming rambles that are sometimes made by certain animals, Herr H. HESSELMAN said that an elk had once been found swimming far away in the Gulf of Bothnia, and Prof. HÖGBOM called attention to the fact that horses, reared in Finland and later sold in West Bothnia have been known to try to return to their native place by swimming.

Herr HÖGBOM showed a piece of a meteor from Australia, recently acquired by the Geological Institute, and gave an account of its ingredients. The whole meteor had originally weighed 25 kg.

Meeting, March 4th 1898.

Prof. HÖGBOM read a paper on some pegmatite-minerals. (See Bull. 1897, N:o 6.)

Meeting, March 18th 1898.

Herr H. MUNTHE read a paper on a profile from Cleongart on the peninsula of Kintyre, S. W. Scotland. (See Bull. of the Geol. Inst. of Upsala 1897.)

The lecture gave rise to a discussion in which Prof. DE GEER, Prof. CLEVE, Prof. HÖGBOM and the lecturer took part.

Prof. DE GEER read a paper on the glaciers of Spitzbergen, illustrated by scioptic images.

Meeting, April 1st 1898.

Prof. HÖGBOM spoke on the Lake-region east of Ural.

While there are no lakes to be found within the topographic Ural Mountain-range, there is east of this range and south of Katharinenburg a district abounding in lakes. The occurrence of lakes in this region, which owing to them affords a striking likeness to Scandinavia, is the more singular as that part was never exposed to any glaciation.

The lakes have fresh water, but farther towards the east there are steppe-lakes with salt-water. On the border of the fresh water lake district and the steppe district, salt-water lakes and fresh water lakes are mixed promiscuously.

The lecturer thought that the fresh water lakes had originally been steppe-lakes which, owing to the climate becoming moister, had got an outlet and transformed to fresh-water-lakes.

As regards the formation of the basins of the original steppe been lakes, there were no detailed researches as to their depths made, nor did we know whether they were rock-basins or not.

Those, however, which are situated close to Ural, the lecturer said, were, in all probability, to be regarded as rock-basins which, with regard to their genesis, might be designated as deflation-basins.

Meeting, April 15th 1898.

Herr SERNANDER read a paper on supposed postglacial land-subsidences of the western part of Scandinavia.

Our knowledge of the postglacial level changes of Scandinavia is chiefly based on the stratifications in those parts of south Sweden which were affected by the complicate transgressions of the Baltic.

To what extent western Scandinavia had shared in the level changes that have evidently taken place in the eastern parts during the Ancyclus- and Litorina-periods was, the lecturer said, doubtful. The lecturer went on to criticize some of the arguments adduced in favour of strand-dislocations of that kind.

According to G. ANDERSSON there must have been a level change at the south west coast of Sweden too, corresponding to the transgression of the Ancyclus-lake which, as proved by MUNTHE and the lecturer, had taken place in certain parts of central Sweden. This was proved by an older North-Sea clay found at the bottom of the Walda-Moss, North Halland, containing *Betula odorata*. If there had been only one negative level change previous to the Litorina-subsidence, you would have expected to find a purely glacial flora.

There can be little doubt but that the western part of Sweden was once subject to a special Litorina-subsidence. Herr G. ANDERSSON even thinks that he has found some peat-layers in the Björkö-Moss near Gothenburg down to 10 m. above the level of the sea, covered by postglacial marine mud, which in its turn has been covered with a turf-formation (peat-layer).

The lecturer showed, however, that both these turf-formations had exactly the same flora — both of them containing *Taxus* for instance — and that the undermost turf, the so-called mud, and the lower part of the uppermost turf were a continual alluvial formation in a brackish water basin which was being isolated.

It has been supposed that the Litorina-subsidence has extended as far as the fjord of Drontheim. The lecturer showed that the »turf» from Værdalen, which has been called intramarine, was an old vegetation-bed, covered with a clay-layer that had slipped down, and consequently did not represent any special level change.

Meeting, April 29th 1898.

Herr C. WIMAN read a paper on paleontological observations in Gotland, illustrating his discourse by photographs, stuffs, and fossils.

Meeting, May 13th 1898.

Herr R. SERNANDER read a paper on the peat-bog at Rörken.

The lecture gave rise to a lively discussion, in which Hrr. HÖGBOM, AHLENIUS and the lecturer took part.

Directors were appointed:

C. A. FORSBERG, }
C. SÖDERSTRÖM, } Reporters.

Meeting, October 14th 1898.

Herr WIMAN spoke on some geological observations made on a voyage to Karlsöarna near Gotland.

Meeting, October 29th 1898.

The lecture gave rise to a lively discussion between Hrr DE GEER, OM, MUNTHE, LÖNNBERG, J. G. ANDERSSON, and the lecturer.

Herr MUNTHE agreed with the lecturer in thinking that the land-val had been going on even in later times to a considerable extent, and that in Gotland Litorina and Limnæa occur together up to 5 m. above vel of the sea under circumstances that do not admit of the supposition Litorina has been secondarily imbedded.

Herr HULTH showed a rich collection of fossil plants found in calcareous tuffs from Västergötland, and described some arctic *Salix*-forms which he had recently found in the bottom layers of the tuff.

Herr WÄMAN demonstrated a collection of fossils, disengaged from limestone and flintstone blocks from Öje myr, Gotland, which blocks all come from a layer between under- and upper-Silurian.

Herr J. G. ANDERSSON gave an account of the researches made by him and Miss A. SAHLBOHM conjointly on the amount of fluor contained in Swedish phosphorites. (Bull. N:o 7.)

Meeting, November 11th 1898.

Herr BENEDICKS gave an account of his exhaustive researches on a new mineral, discovered by him and called Thalénit. (See Bull. of the Geol. Inst. of Upsala N:o 7.)

Herr HÖGBOM spoke on some features of the history of Swedish mining.

Meeting, November 25th 1898.

Herr J. G. ANDERSSON gave a résumé of Früh's essay on the physical geography of the earlier paleozoic epoch, recently published in Vol. II, N:o 1 of *Lethæa geognostica*.

Meeting, December 9th 1898.

Herr J. G. ANDERSSON gave a preliminary report on Litorina-sea remains in the present fauna of the Baltic. The report will be published in the Zool. Jahrbücher and entitled »Über das Thierleben in den Tiefhöhlen der Ostsee».

Herr HÖGBOM opened a discussion on the glacial erosion in central and south Sweden. (See Geol. Fören. Förhandl. XX: Om urkalkstenarna och den glaciala erosionen.)

Herr DE GEER said that from the distribution of the lakes in the southern and central parts of Sweden important conclusions might be drawn, calculated to throw light upon the origin of these formations, which have sometimes been totally ascribed to the influence of glacier erosion. We find, indeed, that, setting aside the large lakes, which might almost be called plain-lakes, all the other lakes are almost exclusively found in certain districts, characterized by an extremely broken ground, while in others lakes in a remarkable degree are wanting. The speaker said that this was probably to be accounted for by assuming that the pre-cambrian abrasion-surface of the

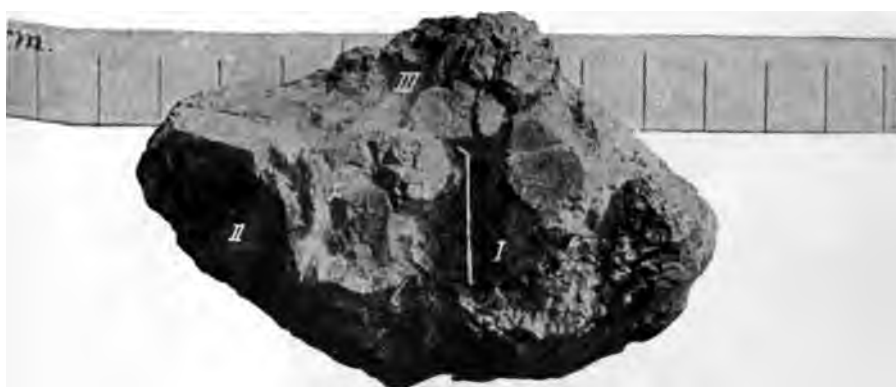
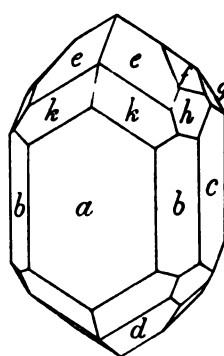
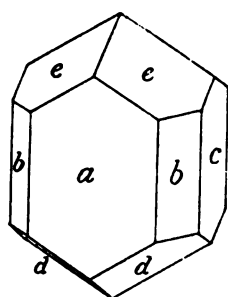
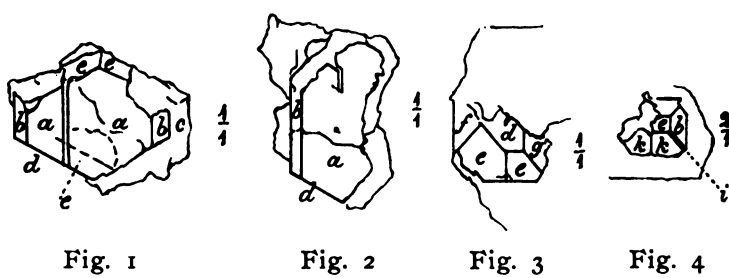
primary rock, which had once extended perhaps over the whole country, nowadays is preserved only in districts, sunk by way of dislocations. This has, no doubt, been the case just in the plains deficient of lakes, and not only in the Silurian districts situated within their limits. The Cambrian-Silurian layers have at an early period been removed by erosion in the districts not sunk which were consequently early exposed to weathering.

In this way the surface of the primary rock had in the north-eastern part of Skåne been deprived of its silurian covering and got its undulating appearance even before the latter part of the cretaceous period. But in the lowered districts the sedimentary layers had been preserved for a long time, perhaps up to the tertiary era, and consequently their basement or the old even abrasion-surface had not had time to get mellowed enough to allow the glaciers of the glacial epoch to dig out any lake-basins. That the fact that such basins are wanting, is not owing to their having been filled up at a later period by means of quarternary sediments, is evident from the circumstance that the undulating basin-landscapes of our archipelagos extend below the surface of the sea, which indicates that the situation of these regions during the quarternary epoch and the sedimentation due to it were not able to mark the character of the superficial appearance of the rocky ground. This seems to make evident that the disposition, situation, and form of the lakes of the primary rock were generally settled by pre-glacial factors and that the glacier-ice upon the whole carried along with it only loose material, by means of which the cavities of the rocky ground appeared as open water-cisterns or lakes.

Herr NORDENSKJÖLD said that the size and distribution of the moraines alone were sufficient to prove that a great ice-erosion had taken place; that this erosion has had a various effect also seemed evident to him. In support of this opinion he referred to the topography in Alaska north of the boundary to which the Land-ice had reached.

On the same latitude and under the same peculiarities of climate as central Sweden, we find here a table-land, covered with huge masses of secular weathering soil. It is interesting to know that at least some part of this disintegration took place during the quarternary epoch. To what extent the Scandinavian ice-erosion attacked the firm rock or weathering soil of this kind cannot now be decided, but a close examination of the microscopic character of the moraines would perhaps throw some light upon this point.





Geol. Inst. of Upsala.

Fig. 1.

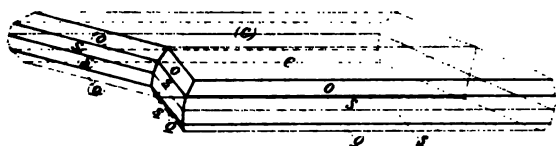


Fig. 2.

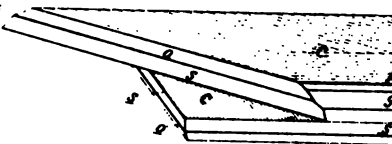


Fig. 3.

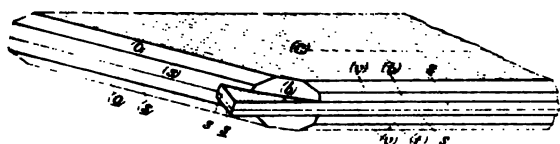


Fig. 4.

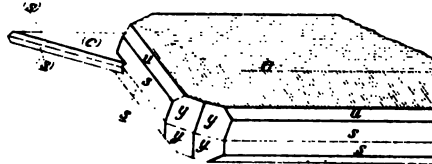


Fig. 5.

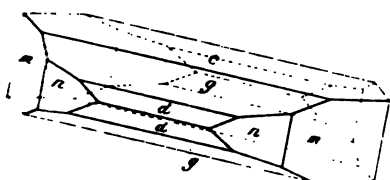


Fig. 10.

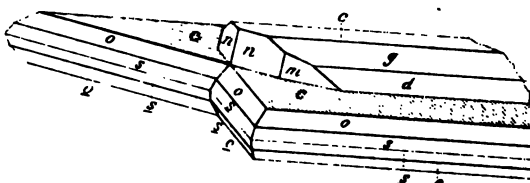


Fig. 8.

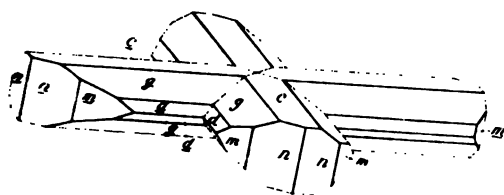


Fig. 6.

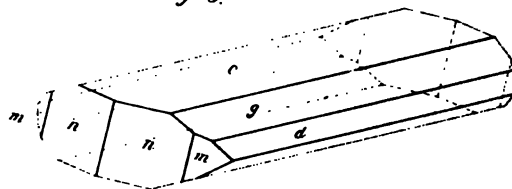


Fig. 9.

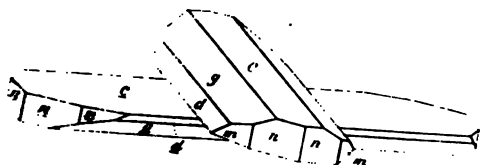


Fig. 7.

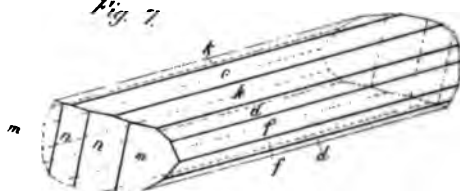


Fig. 11.



Fig. 12.



Fig. 13.

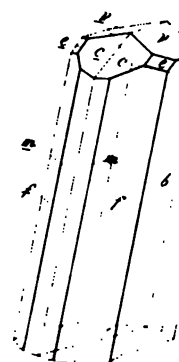
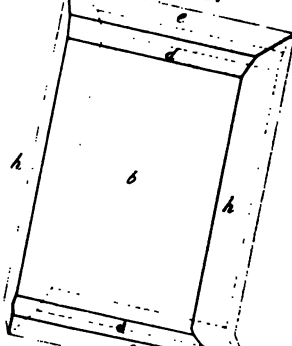


Fig. 14.



of the C



von Dr. J. 1
9 Juni 1898 a gesel

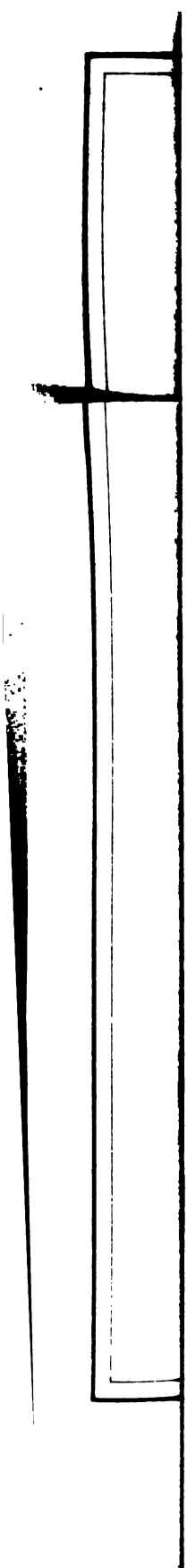


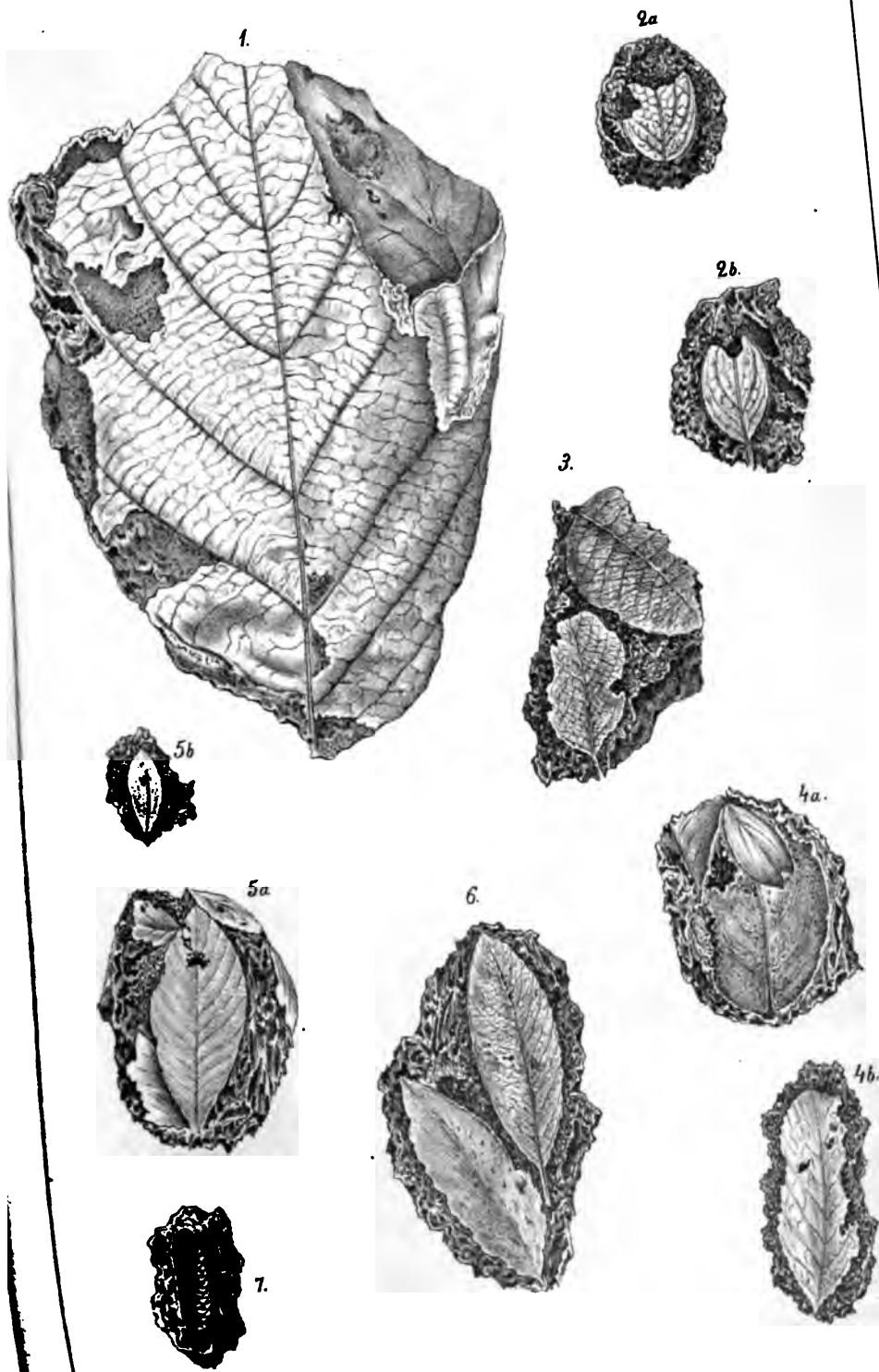
Aug. 1898 Almaj.

1
2
3
4

5
6

7





Contents of No. 7.

	Page
1. Thalénit, en neues Mineral aus Österby in Dalekarlien, von Carl Benedicks. (Plate I.)	1
2. Über einige seltene Mineralien aus der Gegend von Langesund in Norwegen, von Gust. Flink. (Plate II.)	16
3. Über einige Erzlagerstätten der Atacamawüste, von Otto Norden-skjöld.	28
4. Beobachtungen über die Gletscher von Sulitelma und Älmajalos, von J. Westman. (Plate III und eine Karte.)	45
5. Sur la teneur en fluor des phosphorites suédoises, par J. G. Anders-son et N. Sahlbom.	79
6. Über einige Kalktuffe aus Westergötland, von J. M. Hulth. (Plate IV.)	89
The Students' Association of Natural Science, Upsala. Geological and Physico-Geographical division	125



N. B. Publications sent in exchange for the Bulletin are to be addressed »the R. University Library (for the Geological Institution», Upsala.
In all exchange matters, please correspond with the Chief Librarian of the University.



l. IV: Part 2.

1899.

No. 8.

BULLETIN
OF
THE GEOLOGICAL INSTITUTION
OF
THE UNIVERSITY OF UPSALA.

EDITED

BY

HJ. SJÖGREN.



UPSALA 1900
ALMQVIST & WIKSELI'S BOKTRYCKERI-AKTIEBOLAG

Vol. IV: Part 2.

1899.

No. 8.

BULLETIN
OF
THE GEOLOGICAL INSTITUTION
OF
THE UNIVERSITY OF UPSALA.

EDITED

BY

HJ. SJÖGREN.

1900

UPSALA 1900

ALMQVIST & WIKSELLS BOKTRYCKERI-AKTIEBOLAG



7. Eine untersilurische Litoralfacies bei Locknesjön in Jemtland

von

Carl Wiman.

(Hierzu eine Karte.)

Einleitung.

Die hiermit publizierte Kartenaufnahme ist wegen der stratigraphischen, bathymetrischen und genetischen Deutung eines eigentümlichen Trümmergesteins, des sog. »Lofstarsten« und anderer mit diesem genetisch zusammenhängenden Gesteine und Erscheinungen unternommen worden.

Durch das wohlwollende Entgegenkommen des Herrn Ingenieur A. WIMAN erhielt ich eine Kopie eines Teils der »Rikets allmänna kartverks stomkarta« in 1 : 50,000, Section »Bräcke«, welche im Sommer 1897 zusammengesetzt wurde. Für das ganz ausgezeichnete Kartenmaterial, das ich also zu meiner Verfügung hatte, und welches meine Untersuchung sehr erleichterte und beschleunigte, sage ich Herrn Ingenieur A. WIMAN meinen herzlichsten Dank.

Nach einer kurzen historischen Übersicht behandle ich im folgenden zunächst die normale Ausbildung der kambrisch-silurischen Lager innerhalb des Kartengebietes, dann die Geotechnik, worauf ich zur Besprechung des »Lofstarsten« übergehe.

Die Höhenziffern sind der »Karta öfver trakten kring Östersund« entnommen.

Historisches.

1885. A. G. HÖGBOM: Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jemtlands län. Praktiskt Geologiska Undersökningar i Jemtlands län. I. S. G. U. Ser. C. N:o 70 p. 8.

Der »Lofstarsten« wird als »ein Konglomerat, welches Steine aus Augengranit, Kalk, Alaunschiefer, Quarzit und Diabas etc. enthält und

bald grob, bald fein ist», erwähnt. Zwei Profile aus dem Gebiet meiner Karte werden geliefert, Fig. 3 und 4.

1886. A. G. HÖGBOM: Om förkastningsbreccior vid den Jemländska silurformationens östra gräns. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 8.

In einem Nachtrage zu diesem Aufsatz erwähnt der Verfasser, dass A. ERDMANN, der Gründer der Geologischen Landesuntersuchung, schon 1868 in einem Tagebuch Breccien aus dieser Gegend erwähnt, die er bei den Dörfern Tand, Gottand und Kloxåsen beobachtet hat. Es dürften die Geschiebe entweder aus »Loftarsten» oder aus der mit diesem verbundene alten Verwitterungsbreccie gewesen sein.

A. G. HÖGBOM konstatiert, dass der See Locknesjö durch post-silurische Verwerfungen gebildet ist, und teilt mehrere Profile und Kartenskizzen mit. Verwerfungsbreccien sind vielfach beobachtet worden. In dieser Arbeit wird der »Loftarsten» Seite 354 mit folgenden Worten erwähnt:

»Südlich von Loke besteht der Berggrund aus grauem und rotem Ortocerenkalk, nebst einem charakteristischen Konglomerat, in der Gegend »Loftarsten» genannt, welches das Grundlager der Formation auszumachen scheint. Dieses Konglomerat, welches bei den Sennhütten zwischen Loke und Bergböle am besten ausgebildet ist, ist bald sehr feinkörnig, gleich einem von Kalk zusammengekitteten (dichten) Sandstein, bald grob mit bis zu kopfgrossen Steinen aus Granit, Quarzit und den südlicher ansteigenden Schiefen nebst einem gewöhnlich sehr umgewandelten Diabas. Gegen Süden, gegen Bergböle zu, scheint das Konglomerat in den grauen Ortocerenkalk überzugehen, welcher mitunter Steine und Blöcke von Granit enthält. Das Konglomerat ähnelt an ein paar Stellen zusammengekittetem Granitgrus, beispielsweise nördlich und östlich von der Sennhütte, die am Ufer zwischen Loke und Bergböle liegt.»

1894. C. WIMAN: Über die Silurformation in Jemtland. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. N:o 3, Vol. II 1893. Seite 10.

»Südlich von Loke im Kirchspiel Lockne sieht man grauen Ortocerenkalk, der Steine und Blöcke von Granit und anderen Gesteinsarten enthält (worunter auch grauer Ortocerenkalk), mit Bänken eines eigenthümlichen feinkörnigen Konglomerats wechsellagernd. An anderen Stellen in der Nähe scheint das Konglomerat allein zu herrschen und wird gröber, so dass es mitunter kopfgrosse Stücke von Granit, Quarzit und Diabas enthält. Auch Scherben von Alaunschiefer kommen darin vor. Ich habe trotz vielen Suchens keine Versteinerungen darin gefunden. Aus stratigraphischen Gründen muss es jedoch eine Faciesbildung des Ortocerenkalks sein.»

1894. A. G. HÖGBOM: Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. S. G. U. Ser. C. N:o 140.

P. 56 sagt der Verfasser: »Am See Locknesjö geht der graue und rotgraue Ortocerenkalk in ein eigenthümliches Konglomerat über, durch das er grössere oder kleinere Gerölle aus Granit, Diabas, schwarzem Schiefer und auch grauem, dichtem Kalkstein aufnimmt. Dieses Kongl-

merat ist seinerseits am nächsten mit dem in dieser Gegend vorkommenden sog. »Lofstarsten« verbunden, welcher als eine Abänderung desselben aufzufassen ist und dessen Bindemittel wesentlich aus grauen Kalkspatkörnern besteht. Die Lage dieses Konglomerats direkt auf dem Grundgebirge zeigt, dass zwischen der Absetzung der kambrischen Alaunschiefer und des Ortocerenkalks hier eine Denudation stattgefunden hat.»

Eine Analyse des Lofstarsten ergab.

Ca CO ₃	41.81 %
Mg CO ₃	0.68 »
P ₂ O ₅	0.164 »

1897. H. HEDSTRÖM: Till frågan om fosforitlagrens uppträdande och förekomst i de geologiska formationerna. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 19.

Der Verfasser benutzt den »Lofstarsten« als Kriterium der bathymetrischen Natur des Ortocerenkalks.

1897. J. G. ANDERSSON: Om fosforitbildning och fosforitförande sediment. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 19.

Der Verfasser meint, dass die stratigraphischen Verhältnisse des »Lofstarsten« noch zu wenig bekannt seien, um über die bathymetrischen Verhältnisse Aufschluss zu geben.

1897. C. WIMAN: Kambrisch-silurische Faciesbildungen in Jemtland. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. N:o 5. Vol. III 1896.

Das etwaige Alter des Lofstarsten wird auf die untere Hälfte des Ortocerenkalks beschränkt.

Die normale Entwicklung der Gesteinsarten innerhalb des Gebietes.

Grundgebirge.

Die hierher gehörigen Gesteine wurden von mir nicht untersucht, und ich habe sie auf der Karte mit nur einer einzigen Farbe bezeichnet. Im weit überwiegenden Teile herrscht ein Granit, der nach HÖGBOMS oben citierten Arbeiten, zu dem in diesen Gegenden herrschenden sog. Råfsundsganit gehört. Hierzu kommen in den östlichen Teilen der Karte am Locknessee etwas Diabas und die sog. Lockneschiefer, betreffs deren ich auch auf HÖGBOMS oben erwähnte Arbeiten verweise.

Kambrischer Arkos.

Dasselbe Gestein, das unterhalb des Bingsta Klint im Kirchspiel Berg ein dünnes Lager auf dem Grundgebirge unterhalb der Alaunschieferterrasse bildet, welche am Fusse des Quarzitabhanges sich findet, (1894) habe ich in dieser Gegend bei Mon und Kloxäsen in Näs wiedergefunden, und zwar

bildet es hier ein 1 bis 2 Decimeter mächtiges Lager, das an solchen Stelle am Fusse der Alaunschieferabhänge zu Tage tritt, wo die Denudation die alte prækambrische Abrasionsfläche blossgelegt hat.

Das Gestein ist gut geschichtet und besteht aus einem fein- oder mittelkörnigen Arkos von mehr oder weniger gerundeten Körnern von Quarz sowie verschiedenen Arten von Feldspat. Es hat mit den später zu erwähnenden Trümmergesteinen nichts gemein, ist viel älter als dieses und dürfte überall in der Gegend die Unterlage des Alaunschiefers bilden obwohl es infolge seiner unbedeutenden Mächtigkeit nur selten blossgelegt ist, da gerade das alte Abrasionsplateau bis an die Alaunschieferterrasse grösstenteils von Mooren oder versumpftem Waldland bedeckt ist.

Alaunschiefer.

Der Alaunschiefer kommt überall an den Steilen der Plateauberge im westlichen Teile des Kartengebietes vor, wo er bis zu 30 Meter hohe steil abfallende Terrassen bildet, über die der überliegende Ortocerenkalk mit bisweilen steilen Wänden emporragt. Übrigens tritt der Alaunschiefer bei Skute in Näs zu Tage, wo im Sommer 1897 aus unbekanntem Grunde ein Schacht in demselben eröffnet worden, sowie an ein paar Stellen an Öhntjärnsbache entlang, nämlich nördlich von der Brücke, die nach dem östlichen Kalkofen von Tand führt, und auf dem Grundstück von Bleken westlich von dem genannten Dorfe.

Obwohl das Kartengebiet zu dem durch die Faltung der Hochgebirge nicht beeinflussten Teile des Silurs gehört, weist doch der Alaunschiefer recht oft eine Runzelung im kleinen auf, z. B. nordöstlich von Mon und bei dem östlichen Kalkofen von Tand.

Der Strich des Schiefers ist am öftesten grau, aber schwarzer Strich ist nicht selten, wie beispielsweise bei Kloksåsen und Skute. Der oft stark bituminöse Geruch hat zu mehreren bisher fehlgeschlagenen Versuchen den Schiefer zu brennen Anlass gegeben. Stinkkalkellipsoide sind in der Regel nicht vorhanden. Bei Kloksåsen und am Ausfluss des Kultsees habe ich Stinkkalkellipsoiden, an ersterer Stelle *Paradoxides oelandicus*, an letzterer *Parabolina spinulosa* und *Orthis lenticularis* gefunden, die beweisen, dass sowohl das *Paradoxides*- als auch das *Olenus*-Niveau vertreten ist. Da der Zweck des Kartierens ein ganz anderer war, verschwendete ich nicht viel Zeit daran, in den spärlichen Stinkkalkellipsoiden, die wirklich vorhanden waren, Fossilien zu suchen.

Unterer Graptolitenschiefer.

Dieses Niveau dürfte wahrscheinlich überall zwischen dem Alaunschiefer und dem Ortocerenkalk zu finden sein. Das Aussehen desselben variiert ein wenig, vielleicht doch nur der Art, dass es auf verschiedenen Niveaus verschieden ist. Bei Loke, wo der Schiefer beim Graben ein

ens zu Tage gefördert worden, war er schwarz mit grauem Strich
enthielt:

Tetragraptus serra BRGN.

» *quadribrachiatus* HALL.

» *fruticosus* HALL?

» sp.

Phyllograptus, mehrere Formen.

Didymograptus suecicus TBG.

» 3 sp.

Clonograptus tenellus LNS.

An den Alaunschiefervorkommnissen bei Bleka, zwischen Mörkulla-
und der Chaussee, bei Åsarne und an der Chaussee zwischen Viken
Sinnberg entlang war der Schiefer grünlich, enthielt Bälle und Lager
Kalk und ähnelte dem unteren Graptolitenschiefer bei Tossåsen im
spiel Åsarne. Bei Mörkullatjärn fand ich *Phyllograptus* im Schiefer.
as Lager wenig mächtig und nur in Profilen angetroffen ist, war auf
arte keine besondere Bezeichnung desselben nötig.

Der Ortocerenkalk.

Wie fast überall in Jemtland ausser bei Brunflo, ist der Ortoceren-
auch hier ziemlich arm an Fossilien, so dass ich innerhalb des Karten-
tes keine paläontologischen Zonen habe unterscheiden können. Die
variiert von rein grau durch verschiedene Nuancen hindurch bis zu
ot, wie z. B. im Keile nördlich von Bergböle zu sehen ist. Bei Lapp-
an ist ein Steinbruch in einem grauen, krystallinischen Ortocerenkalk,
er in unregelmässig schlierig und zackig geformten Partien so bitumi-
rird, dass er stellenweise in einen wirklichen Stinkkalk übergeht. Diese
en des Ortocerenkalks weisen die gewöhnliche Bankung auf. Beim
chen Kalkofen von Tand, am westlichen Ufer des Öhntjärn, sowie nahe
Alaunschiefer nördlich vom östlichen Kalkofen von Tand kommt ein
r Oberfläche rein grauer, im Bruch schwarzer, von weissen Kalkadern
durchzogener Kalkstein vor, der keine Spur von Schichtung zeigt,
nicht das geringste Fragment irgend eines Fossils enthält. Auf der
habe ich auch diesen Kalkstein mit derselben Farbe als den Orto-
calk bezeichnet, obwohl ich weder einen petrographischen noch einen
tologischen Beweis für die Richtigkeit dieser Annahme habe.

Wie aus der Karte ersichtlich ist, deckt der Ortocerenkalk weite
te und muss daher, im grossen gesehen, horizontal liegen, aber trotz-
trifft man nur selten eine Stelle an, wo dies thatsächlich der Fall ist
cht einmal in den schönen Plateaubergen bei Gäle — sondern die
htenlage ist im Gegenteil in ungewöhnlich hohem Grade gestört. Diese
ache dürfte indes, da keine bestimmte Streichungsrichtung vorherr-
d ist, mit der Bildung der Gebirgskette im Westen in keinem Zusam-

menhang stehen, sondern beruht wohl darauf, dass der Kalkstein te
ausgelöst worden ist, wodurch überall Störungen entstanden, die so i
sind, dass es oft den Anschein hat, als ob der Kalkstein aus einer
durcheinander liegender Blöcke bestünde. Ausserdem haben — wor
weiter unten zurückkomme — die innerhalb des Gebietes zahlreiche
werfungen an gewissen Stellen dazu beigetragen, dem Ortocerenkalk
gestörte Lage zu geben.

Ich führe hier unten einige zu praktischen Zwecken gemach
lysen an, die mir vom Herrn Apotheker G. STRÖMBERG freundlich
geteilt worden sind.

Probe I stammt aus den Kalkbergen von Glufsve und Öl
und die Analyse ist in der chemischen Station von Hernösand aus
und unterzeichnet C. G. STROKIRK. Probe II stammt aus dem schv
weissaderigen, ungebankten Kalk von unbestimmtem Alter, und di
lyse ist unterzeichnet A. VERNER CRONQUIST. Probe III stammt el
aus dem Öhntjärnsberge, und die Analyse ist unterzeichnet: ERIK
LANDER, Handelskemist Stockholm. Probe IV stammt aus Lappgi
und die Analyse ist in der chemischen Station von Sundsvall aus
und unterzeichnet GUST. V. HEIDENSTAM.

	I	II	III	IV
Ca CO ₃	94.82	91.2	97.43	96.52
Mg CO ₃	—	1.9	—	—
Mg O	1.41	—	—	0.34
Fe ₂ O ₃ Al ₂ O ₃ . . .	0.72	—	—	0.98
Fe CO ₃	—	2.7	—	—
Si O ₂ lösl.	—	—	—	1.96
Unlöslich	2.15	3.4	2.00	—
Organisches	—	0.4	—	—
	99.10	99.6	99.43	99.80

Ausser den oben geschilderten Ausbildungsformen weist der
cerenkalk auch mehrere andere auf, worauf ich unten bei der Bespr
des »Loftarsten« zurückkomme.

Lager, Et. 4 in Norwegen entsprechend.

Sämtliche Lager dieses Alters habe ich auf der Karte mi
Farbe bezeichnet, obwohl diese bis auf einige wenige besonder
gebene Stellen einen graugrünen, unzusammenhängenden, splitterigen S
mit Knollen und etwa decimeter-dicken Bänken von einem dichten
lichen, unreinen Kalkstein bezeichnet. Es ist dies dasselbe Ges
welchem ich vorher¹ bei Loke die Fossilien des Chasmopskalkes ge
welches aber hier vielleicht einen viel grösseren Teil von Et. 4 :

¹ Kambr. sil. Faciesbildungen. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala Vol. III
N:o 5 1896.

Chasmopskalk vertreten dürfte. Innerhalb dieser Facies ist bald der Kalk, bald der Schiefer etwas überwiegend.

Ogygiaschiefer.

Ein Teil des allerobersten Ortocerenkalks ist in einer Schiefergrube bei Gäle als Ogygiaschiefer mit grossen Kalkellipsoiden ausgebildet, in denen ich *Ogygiocaris dilatata* BRÜNN. var. *Sarsi* A. angetroffen habe. Die Lagerungsverhältnisse sind jedoch hier so unsicher, dass ich nicht zu entscheiden wage, ob der graue Ortocerenkalk, der hier den genannten Schiefer überlagert, in primärer Lage liegt.

Chasmopskalk.

Wie oben hervorgehoben wurde, besteht der grössere Teil des grünlichen Kalkes mit Schiefer aus Chasmopskalk. Bei Loke habe ich in diesem Gestein, welches jedoch recht arm an Versteinerungen ist, *Asaphus ludibundus* TQT. und *Conularia pulchella* HOLM gefunden. Ausserdem sind in Blöcken von diesem Gestein *Chasmops* sp., *Asaphus ludibundus* TQT., *Allænus fallax* HOLM, *I. gigas* HOLM, *Trinuclæus* sp. und *Caryocystis grætiatum* WBG. angetroffen worden. An mehreren Stellen bei dem östlichen Kalkofen von Tand, bei Lappgrubban, bei der Sennhütte von Öhntjärn u. s. w. sieht man diese Facies den Ortocerenkalk überlagern. Bei Lappgrubban kann man einen raschen Übergang zwischen dem Ortocerenkalk und der Facies des Chasmopskalkes beobachten, ein Übergang, der sich innerhalb weniger Bänke vollzieht.

Ausser diesen beiden Facies kommt beim östlichen Kalkofen von Tand ein dunkler Schiefer mit grossen Ellipsoiden vor, dieselbe Facies, die überall, wo ich in derselben Fossilien angetroffen habe, die eigentümliche Trilobitenfauna LINNARSSONS enthält¹. Hier bei Tand habe ich indessen trotz vielem Suchen in den Kalkellipsoiden keine Fossilien gefunden, und aus dem Profil Fig. 5 lassen sich über das Alter des Lagers keine bestimmten Schlüsse ziehen, denn teils findet sich auf der einen Seite des Lagers, im Liegenden, die Facies mit graugrünem Kalk und Schiefer, die den Ortocerenkalk überlagert und daher normalerweise nicht unter der Facies mit grossen Ellipsoiden liegen dürfte, falls nun wirklich diese älter ist als der Chasmopskalk, eine Annahme, die dadurch wahrscheinlich wird, dass ich in dieser Facies kleine Exemplare von *Ogygiocaris* zusammen mit LINNARSSONS Trilobitenfauna gefunden habe²; teils liegt auf der anderen Seite des schwarzen Schiefers mit Ellipsoiden, und zwar in demselben Profil, der obengenannte graue Kalk von zweifelhaftem Alter.

¹ En egendomlig Trilobitfauna från Jemtland Geol. Fören. Förh. Bd. II, p. 491. 1875.

² Auch HOLM ist der Meinung, dass diese eigentümliche Trilobitenfauna zu dem Ogygiaschiefer gehört. Geol. Fören. Förh. 1897.

Ausserdem ist gerade diese Gegend von Verwerfungen durchzogen, die jede Schlussfolgerung auf Grund dieses Profils allein als unsicher erscheinen lassen.

Auf den Äckern des Dorfes Tand liegen grosse Steinhäufen von grösstenteils lokalen Blöcken, und unter diesen ist ein gradgespaltener, grünlicher, dem Schiefer des Chasmopskalkes sehr ähnlicher Schiefer recht häufig; da in diesem Schiefer Fragmente von *Trinucleus* sp. das vielleicht am häufigsten vorkommende Fossil sind, ist es wahrscheinlich, dass das *Trinucleus*-Niveau hier petrographisch an den Chasmopskalk sich anschliesst und nicht, wie im nördlichen Jemtland, an den Brachyopodenschiefer.

Übersicht der Geotechnik.

Die Geotechnik wird in erster Reihe durch die grossen Verwerfungslinien bestimmt, die bereits HÖGBOM (1896) beschrieben hat, und die im Westen und Nordwesten das Senkungsfeld begränzen, von welchem der Locknesee wahrscheinlich einen Teil bildet. Diese grossen Hauptverwerfungen begränzen mehrere mehr oder weniger ausgeprägte Grundgebirgshorste, die topographisch den niedriger liegenden Silur dominieren.

Der grosse nördliche Horst, auf welchem die Dörfer Tand, Gottanc und Byn gelegen sind, setzt sich weiter nach Norden und Nordwesten ausserhalb des Kartengebietes fort und wird ganz von kambrisch-silurischen Lagern umgeben. Die Gränzen selbst gegen den Silur sind hier nirgends blossgelegt, aber treten doch in der Topographie scharf genug hervor, um auf der Karte mit ziemlicher Genauigkeit gezogen werden zu können.

Die Grundgebirgspartie nördlich von Bergböle kann als ein besonderer kleiner Horst angesehen werden, im Osten und Westen von gesunkenen Silurpartien begränzt, aber selbst an der grossen Verwerfungsspalte entlang gesunken, die von dem Locknesee in nordwestlicher Richtung an Bergböle vorüber ungefähr bis zu dem östlichen Kalkofen von Tand sich hinzieht.

Die letztgenannte, ziemlich gradlinige Verwerfungsspalte ändert dann ihre Richtung oder trifft mit anderen Verwerfungen zusammen und setzt sich bis zu Kloxåsen fort, wo sie sich endlich verliert, so dass auf der linken Hälfte der Karte die Gränze zwischen dem Grundgebirge und der kambrisch-silurischen Lagern eine typische Denudationsgränze ist. Im westlichen Teil der Karte bildet also der Silur die Höhen, während das Grundgebirge den Charakter einer flachen, niedrigen Waldgegend voll zahlreicher Seen und Moore hat.

Ausser diesen grossen Grundgebirgshorsten sind mehrere kleine konstatiert worden. Hierher gehören die vier Vorkommnisse bei Mörkullatjärn und Kloxåsen, das Vorkommnis bei Djupdal, das verhältnismässig grosse Gebiet südlich von Öhntjärn und das südlichste der drei kleineren Vorkommnisse westlich von Öhntjärn. Von den übrigen acht kleinen, aus dem Silur emporragenden Grundgebirgshügeln sind die drei zwischen Lappgrubban und dem östlichen Kalkofen von Tand gelegenen wenigstens im

Norden durch eine grosse Verwerfung begrenzt. Dagegen steht das Vorkommen westlich von Djupdal, die beiden oberen Flecke westlich von Öhntjärn, derjenige südlich von Lappgrubban und der südöstlich von Loke, nahe am Ufer des Locknesees gelegene, mit Verwerfungen in keinerlei Zusammenhang.

Ziemlich bedeutende Steinhäufen von Granit hie und da in den Wäldern deuten darauf, dass das Grundgebirge an weit mehr Stellen, als man mit Sicherheit hat nachweisen können, durch den Silur emporragt.

Nach dieser allgemeinen Übersicht der Geotechnik gehe ich zu einer Erörterung der Verhältnisse an der grossen Verwerfung zwischen dem Locknesee und Kloxåsen über.

In dem Keile von den Gesteinsarten der silurischen Formation, der sich bis gegen Bergböle erstreckt, kommen roter und grauer Ortocerenkalk durcheinander vor, und zwar nach allen möglichen Richtungen fallend. Das

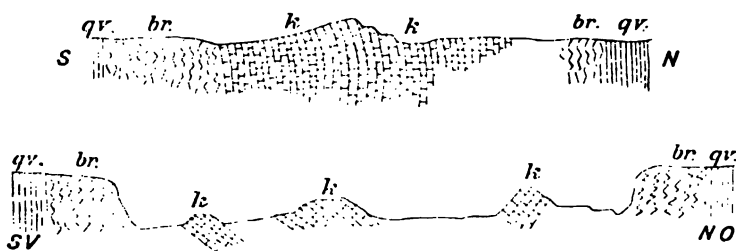


Fig. 1. Profile NW von Bergböle, resp. etwa 150 und 90 M. *qv.* Quarzit und Schiefer, *br.* Breccie, *k.* Ortocerenkalk (nach HÖGBOM).

Grundgebirge erhebt sich hier mit glatten, geraden, oft senkrechten Wänden über den Silur. Diese Abhänge bestehen aus einer mitunter bis gegen 25 M. breiten Zone von Verwerfungsbreccie. Letzteres Gestein kommt auch an ein paar Stellen am Ufer des Locknesees längs der Ostseite des Horstes nördlich von Bergböle vor. Ich teile hier nach HÖGBOM, (1886) der zuerst die dortigen Verhältnisse geschildert hat, ein paar Profile mit, von denen das eine sich ungefähr an der Gränzscheide nordwestlich von Bergböle entlang hinzieht, das andere quer über den schmalsten Teil der einspringenden Silurzunge läuft, wo das Senkungsgebiet so eng ist, dass eine erhebliche Partie von Ortocerenkalk zwischen den Verwerfungsabhängen haften und hangen geblieben ist derart, dass sie eine Brücke zwischen diesen bildet.

Es ist bemerkenswert, dass keine von den an die Verwerfung gränzenden kambrisch-silurischen Gesteinsarten irgendwo Material zu der Breccie geliefert hat. Diese Thatsache ist vielleicht durch die Annahme zu erklären, dass die Breccie gebildet worden ist, ehe die kambrisch-silurischen Lager längs dem Verwerfungsplane mit dem Grundgebirge in Kontakt gerieten.

Die Verwerfung längs der Westseite des Horstes nördlich von Bergböle bildet zwei scharfe v-förmige Einschnitte nach Südosten. Diese sind

es wahrscheinlich, durch welche HÖGBOM 1885 sein Profil quer geleg. Weiter nördlich nach dem Locknesee zu verliert sich die Verwerfung die Formationsgränze geht in eine Denudationsgränze über.

Wir folgen dem grossen Verwerfungsabhang bis gegen Profil der Karte. Die Verwerfung erscheint hier nicht als ein senkrechter Abhang sondern nur als ein steiler Abhang. Dieser beginnt indessen nicht an dem Grundgebirge, sondern diesem zunächst liegen schon die Silurge ziemlich hoch, bedeutend über das sonst fast flache, zum grössten Teil Ortocerenkalk bestehende Plateau emporsteigend, auf welchem die Mogärde, Östbyn, Tramsta, Bleka und Loke gelegen sind.

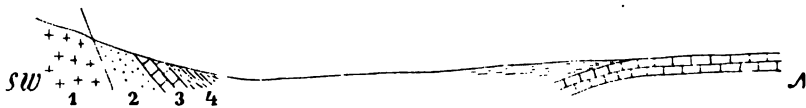


Fig. 2. Profil 4. 1. Grundgebirge, 2. "Loftarsten", 3. Ortocerenkalk, 4. Chasmops

Die hohe Lage des Silurs von Profil 4 lässt sich möglicherweise entweder daraus erklären, dass die Lager mitgeschleppt worden, was innerhalb des Kartengebietes nicht der Fall zu sein pflegt, oder auch aus, dass die grosse Verwerfung keine einheitliche ist, sondern aus mehreren kleineren, einander parallelen Verwerfungen besteht, obwohl man sie einheitlich auffasst und die Verwerfung in die Gränzscheide zwischen

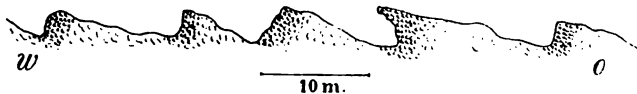


Fig. 3. Einschnitte ins Grundgebirge östlich von dem östlichen Kalkofen von Tand

Silur und dem Grundgebirge verlegt, womit sie denn auch, im grossen gesehen, zusammenfällt.

Weiter gegen NW. bis an die Ecke östlich von dem östlichen Kalkofen von Tand erstreckt sich das oben erwähnte Silurplateau über dem Grundgebirge und drängt sich sogar in Gestalt eines kleinen, viereckigen, senkrechten Granitwänden begrenzten Moores in das Gebiet des Granits hinein.

Auf dem kleinen Vorsprung westlich von dieser Silurbuchse liegt die ganze Vegetationsdecke durch einen Waldbrand verheert und verbrannt worden. Der Felsboden bot hier einen besonders eigentümlichen Anblick dar, den obiges Profil veranschaulichen soll.

Der Boden besteht hier aus einer präkambrischen Verwitterungsbreccie des Granits, auf welche ich unten zurückkomme, und was recent stark insoliert und gelockert ist. In der Richtung von Norden nach Süden verläuft mit regelmässigen Abständen von 10—20 Meter eine

Reihe von nach Osten schwach abschüssigen, aber nach Westen senkrechten oder überhängenden, wellenförmigen Kämmen. Die Breccie ist am deutlichsten in den jäh abschüssigen Westseiten ausgebildet. Dieses System von Kämmen ist das vorherrschende, aber ausser demselben giebt es noch eines mit ungefähr doppelt so breiten Kämmen, die NW.—SO. verlaufend ihre jäh abschüssigen Seiten gegen SW. wenden. Ich wage es nicht, irgend eine bestimmte Erklärung dieser eigentümlichen Oberflächenformen vorzubringen. Es kann sein, dass hier eine Verwitterungserscheinung vorliegt, es lässt sich aber auch denken, dass der Felsboden gerade hier an

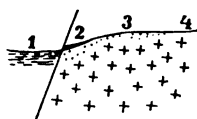


Fig. 4. Platte von Ortocerenkalk auf der Granitbreccie. 1. et. 4., 2. Kalkplatte, 3. Breccie, 4. Granit.

der Ecke, wo zwei Verwerfungsrichtungen zusammentreffen, mehr als gewöhnlich in vertikal stehende parallelepipedische Stücke zerstückelt ist. Für eine stärkere Zerstückelung des Gesteins gerade hier spricht auch das oben erwähnte kleine, von nicht weniger als vier verschiedenen Spalten begrenzte, östlich von hier gelegene Senkungsfeld.



Fig. 5. Profil 5. 1. Granit, 2. Ortocerenkalk, 3. grünlicher Kalk und Schiefer, 4. Schiefer mit Ellipsoiden, 5. Kalk von unbestimmtem Alter, 6. Alaunschiefer.

Von diesem Punkte aus dürfte die Verwerfungsspalte nur 400 Meter der Gränze zwischen dem Granit und dem Silur folgen. Profil 5 durchschneidet diesen Teil. An der Gränze zwischen dem Granitgebirge und dem Silur östlich vom Profil 5 gewahrt man kleine, dünne unregelmässig begrenzte Schollen von Ortocerenkalk, die am Granit wie festgeklebt sitzen; und ähnliches auch an Stellen, wo Gesteine der Et. 4 gegen den Granit gränzen.

Diese Platten von Ortocerenkalk können bis zu ein paar Dm. dick sein, und die Cephalopoden, die sie enthalten, liegen dann ganz unbeschädigt, mehrere Dm. lang.

Weiter nach Westen, wo die Karte eine grössere Silurpartie zwischen dem Verwerfungsabhang und der Grundgebirgsgränze zeigt, sind diese Platten von Silurgesteinen so mächtig, dass sie mehrere verschiedene Lager umfassen. Obgleich infolge der Erdbedeckung eine genauere Untersuchung nicht möglich war, ist es doch wenig wahrscheinlich, dass die

Lager innerhalb der Platte von Verwerfungen ungestört liegen. Im Steinbruch OSO. von Lappgrubban habe ich eine Verschiebung etwa 3 Meter in wenigstens schräger horizontaler Richtung beobachtet.

Von dem senkrechten Aufbruch NO. von Lappgrubban habe ich der grossen Hauptverwerfung dann mit Sicherheit folgen können, wo sie an der Ecke südlich Frohngut Lappgrubban eine nördliche Richtung einschlägt und als einheitlich zeigt, indem sie senkrecht, einen bis ein paar Meter hohe Granitwand plötzlich über ziemlich ebenen Sumpfboden emporragt, aus welchem spärliche Felser Silurgesteinen emporragen.

Bei Kloxåsen liegen die Verhältnisse besonders klar und eindeutig. Hier habe ich denn auch festgestellt, dass die Verwerfung bei jeder Verwerfung nur eine einzige ist.

Das Profil, Fig. 8, durchschneidet zwei von den kleineren Horsten und eine nach West vorgeschobene Abstufung derselben Granithöhe, auf welche in der Thale des Grafbäckens, Djupedalen eine kleine Partie horizontal liegenden Alaunschiefers sich stützt. Um ungefähr $1\frac{1}{2}$ Kilometer südöstlich von dieser Stelle ist die Verwerfung nicht mehr merkbar.

Ich gehe jetzt zu einer kurzen Besprechung von ein paar der neueren Horste über. Was zunächst den verhältnismässig grossen Horst südlich von Öhntjärn betrifft, bildet dieser gegen Norden und Osten scharfe Absätze. Unterhalb dieser Absätze fallen die Silurgesteine bald von dem Granit, bald

Fig. 6. Horizontale Verschiebung bei dem Kalkbruch von Lappgrubban.

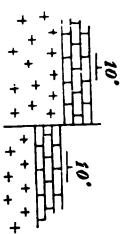


Fig. 8. Profil 1. 1. Grundgebirge, 2. Alaunschiefer, 3. Ortocerenkalk.

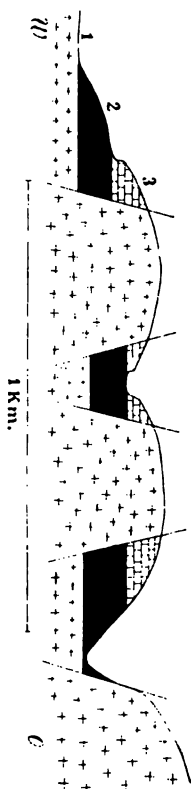
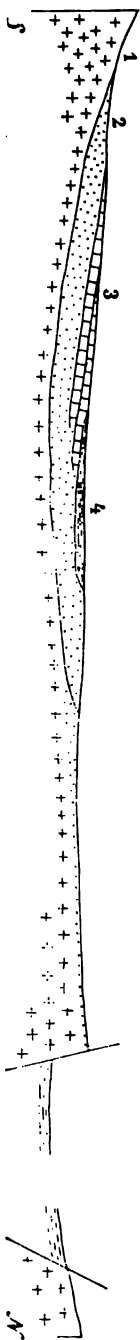


Fig. 7. Profil 3. 1. Granit, 2. 'Lofarsten', 3. Ortocerenkalk, 4. grünlicher Kalk mit Schiefer.



denselben, bald wird das Streichen durch den Verwerfungsabhang auf einmal abgeschnitten. Die östliche Gränze ist, im grossen gesehen, ebenso gerade wie auf der Karte, aber im Detail ist sie zackig und verzweigt, indem fast überall Platten von »Loftarsten« und Ortocerenkalk inner-

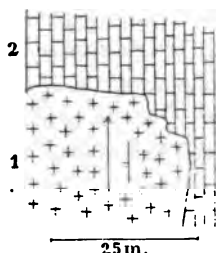


Fig. 9. Die nordöstliche Ecke des kleinen Horstes SW. von Öhntjärn.
1. Granit, 2. Ortocerenkalk.

halb des Abhanges liegen geblieben sind. Die westliche und südliche Gränze dieses Vorkommnisses ist mit Erde bedeckt und kann möglicherweise eine Denudationsgränze sein. Der kleine, nördlichere ragt kaum merklich über den Moor empor, worin er liegt, ist aber nichtsdestoweniger sehr deutlich, indem die Ortocerenkalkbänke rechtwinklig gegen den Granit

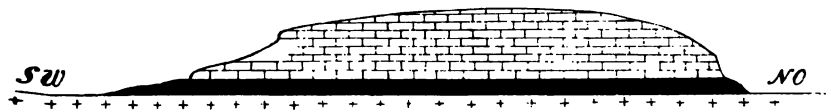


Fig. 10. Profil 2. Ein Denudationsgebirge bei Gäle. Bezeichnung wie in Fig. 8.

streichen und in einem schneidescharfen Kontakt durch die Verwerfungsspalte abgeschnitten werden.

Das gewöhnliche Aussehen der kleinen Granithügel, die infolge von Denudation durch den Silur in die Höhe ragen, ist kurz folgendes. In der Mitte tritt der Granit zu Tage, oft mit grossen Blöcken bedeckt; dann folgt häufig um denselben herum eine kleine, ringförmige Senkung, die ihrerseits von einem hohen Wall von Kalkblöcken umgeben wird, und erst ausserhalb dieses Walles findet sich fest anstehender Kalkstein.

Die Plateauberge bei Gäle habe ich bereits erwähnt und teile daher hier nur ein Profil durch einen derselben mit (Fig. 10).

Wenn der Ogygiaschiefer nun wirklich primär diese Lage im Ortocerenkalk einnimmt, so muss ein grosser Teil des unteren Ortocerenkalkes in diesem Profil fehlen, eine Annahme, die sich wohl auch mit anderen Erscheinungen bei der Absetzung des Ortocerenkalkes in Einklang bringen lassen dürfte. Ich komme unten darauf zurück.

Der "Lofstarsten".

Mit »Lofstarsten«¹ bezeichnet die Volkssprache in diesen Gegenden ein gewisses bestimmtes Glied einer ganzen, kontinuierlichen Serie von Trümmergesteinen, welche, man kann sagen, mit dem Granit des Grundgebirges und dessen Verwitterungskies anhebt und mit dem Ortocerenkalk oder der Facies des Chasmopskalkes endigt. Es lassen sich in dieser Serie keine bestimmten Gränzen ziehen, innerhalb deren das Gestein »Lofstarsten« wäre, aber man kann doch innerhalb der Serie gewisse Glieder unterscheiden.

I. Das gewissermassen ursprünglichste Glied der Serie besteht aus dem Insolations- oder Verwitterungskies in situ des Granits oder, wo Gänge vorhanden sind, des Diabases. An mehreren Stellen an den äusseren Rändern der Horste, auch bei Kloxåsen, wo der »Lofstarsten« fehlt wird der Granit mit dieser Verwitterungs- oder Insolationsbreccie überkleidet. Die Breccie geht, wie bereits gesagt wurde, ohne Gränze in der frischen Granit über und ist aufs neue so stark gelockert, dass sie schon bei sehr gelinder Berührung in Stücke zerfällt.

In Blöcken ist diese Breccie in der ganzen Gegend sehr häufig.

Im allgemeinen ist die Breccie weiter nach innen zu, gegen die centralen Teile des grossen Horstes zwischen Loke und Kloxåsen, hinwegdenudiert, aber auf dem mehr erdbedeckten Horst, auf welchem Tand liegt, wird die Breccie noch in grösserer Entfernung von den Rändern angetroffen, z. B. an ein paar Stellen im Dorfe selbst. Auch die kleineren Horste und, vielleicht in noch höherem Grade, die bloss infolge von Denudation entstandenen kleinen Granithügel sind mit Breccie in situ bedeckt.

Diese Verwitterungs- oder Insolationsbreccie hat einen ganz anderen Habitus als die oben erwähnte Verwerfungsbreccie in dem gegen Bergböle sich hinziehenden Keile und kann mit derselben nicht verwechselt werden.

II. Als ein zweites Glied kann man eine deutlich gelagerte, fein- bis grobkörnige, deutlich sedimentierte Breccie betrachten, die durch Umlagerung der Breccie des vorigen Gliedes direkt entstanden ist und aus scharfeckigen Granitstücken mit wenigstens teilweise kalkigem Bindemittel besteht. Die Sedimentbreccie ist von silurischem Alter und kommt teils zwischen dem Grundgebirge und dem Ortocerenkalk vor, teils bildet sie bis zu ein paar Dm. mächtige, aber wenig andauernde Lager im eigentlichen »Lofstarsten.«

Nur in der Gegend von Lappgrubban habe ich die Sedimentbreccie beobachtet. Die Grösse der Bruchstücke beträgt nicht mehr als zwei bis drei Cm., meist weniger, und erreicht nicht die Hälfte der Grösse von den Bruchstücken der Verwitterungsbreccie. Auf Fig. 11, die ein Detail gleich

¹ Trotz des wohlwollenden Beistandes von Sprachforschern ist es mir nicht gelungen, die Entstehung und ursprüngliche Bedeutung des Wortes "Lofstarsten" zu ermitteln.

östlich vom südlichen Teile des Profils 3 Fig. 7 darstellt, zeigen die verschiedenen Gesteine keine Übergänge zu einander, und die Sedimentbreccie bildet etwa 5 M. mächtige, deutliche, ungestörte Lager zwischen dem Granit und dem feinkörnigen »Lofstarsten«.

III. Sowohl feinere als auch gröbere Sedimentbreccie dieser Art bildet den Übergang zu einem dritten Glied, innerhalb dessen der »Lofstarsten« der Volkssprache seinen Platz hat.

Dieser Lofstarstein kann so feinkörnig und so wenig kalkhaltig werden, dass er in Thonschiefer übergeht.

Auf dem kleinen Berge SO. von Lappgrubban geht der Granit in solchen »Lofstarsten« über.

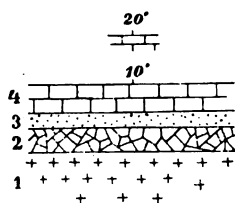


Fig. 11. Grundriss der Gegend oberhalb Lappgrubban. 1. Granit mit Breccie in situ, 2. Sedimentbreccie, 3. »Lofstarsten«, 4. Ortocerenkalk.

Gewisse Formen dieses Gesteins hinwieder dürften als unreine Kalksandsteine bezeichnet werden können, und wieder andere werden wirkliche Konglomerate mit Geröllen von Granit, Diabas, Lockneschiefer, Alaunschiefer und Ortocerenkalk. Aus denselben Materialien sind auch die feinkörnigen »Lofstarstene« zusammengesetzt. Das Bindemittel besteht aus unreinem Kalk. Im übrigen feinkörnigen »Lofstarsten« kann man mitunter grössere Scherben beispielsweise von Granit oder Alaunschiefer eingelagert finden.

Eine partielle Analyse des »Lofstarstens« ergab nach HÖGBOM 1894 folgende Resultate.

CaCO_3	41.81 %
MgCO_3	0.68 »
P_2O_5	0.164 »
Summa	42.654 :

Die übrigen 57.346 % dürften zum weit überwiegenden Teile aus Thonschieferstoff und Gesteinstrümmern bestanden haben.

IV. Dadurch dass das Bindemittel reiner wird und die Zusammensetzung des Ortocerenkalkes erhält, geht das Lofstarstenskonglomerat seinerseits in Ortocerenkalkglomerat mit Geröllen von den soeben aufgezählten Gesteinsarten über. Mit diesem wirklichen Konglomerat darf

man eine in diesen Gegenden häufig vorkommende knollige Form des Ortocerenkalkes nicht verwechseln, in welcher die kalkreicheren Knollen durch die vorhin besprochenen Verschiebungen auch im Horizontalplane eine schärfere Begränzung erhalten haben, als dies in anderen Gebieten der Fall zu sein pflegt.

Dadurch dass die Konglomeratgerölle zurücktreten oder gänzlich verschwinden, entsteht der mehrerwähnte, vereinzelte Blöcke führende Ortocerenkalk sowie gewöhnlicher Ortocerenkalk.

Wie die alte Verwitterungsbreccie des Grundgebirges zu der vorhin erwähnten Sedimentbreccie umgelagert worden, so hat sie auch das Material zu dem »Lofstarsten« und den in dem Ortocerenkalkkonglomerat und dem Blöcke führenden Ortocerenkalk enthaltenen Geröllen abgegeben.

Ich gehe nun zu einem Bericht über die Ausbreitung, die Art des Vorkommens sowie das Alter dieser Trümmergesteine über.

Ein Blick auf die Karte zeigt, dass der »Lofstarsten« seinem Vorkommen nach an den Verwerfungsabhang, oder richtiger an die Verwerfungsgränze zwischen dem Granit und dem Silur gebunden ist. Ebenso verhält es sich mit allen übrigen Trümmergesteinen. Dies erklärt sich denn auch ganz einfach und natürlich daraus, dass das Material derselben in so grosser Ausdehnung aus der alten Verwitterungsbreccie herübergenommen ist.

In dem mit Ortocerenkalk bezeichneten kleinen Gebiete zwischen Öhntjärn und Storsved herrscht ein völliger Wirrwarr von »Lofstarsten«, Ortocerenkalkkonglomerat und gewöhnlichem grauem Ortocerenkalk, welcher letzterer überwiegt. Die Gesteine wechsellagern und gehen ohne Gränzen in einander über, so dass ihre Zusammengehörigkeit schon dadurch über jeden Zweifel erhaben ist.

Auf dem Rande des Horstes westlich hiervon liegen wie fest aufgeklebte, dünne und verwischt begränzte Platten von Ortocerenkalk unter »Lofstarsten«. Auch südöstlich von dem östlichen Kalkofen kommt, wie gesagt, eine ähnliche Platte vor. Der Ortocerenkalk, der hier aus mehreren Schichten besteht, geht nach unten in eine ebenfalls gebankte Sedimentbreccie von Granit über. Obgleich die Bänke mit Breccienstückchen überfüllt sind, schieben sich die im Ortocerenkalk häufig vorkommenden Schieferlamellen an den Schichtenflächen entlang vor, und die Cephalopoden liegen dicht gedrängt, lang, gerade und unbeschädigt. Auf dem Ortocerenkalk folgt nach oben ein kleines Lager von der Facies des Chasmopskalkes.

An mehreren Stellen an demselben Absturz entlang, oberhalb der Kalkbrüche, sieht man Ortocerenkalk direkt auf dem Granit liegen, beispielsweise Fig. 6.

Bei der Sennhütte von Öhntjärn ist ein kleines, zusammenhängendes, ungestörtes Profil blossgelegt. In demselben ist die Lagerserie von unten nach oben folgende: »Lofstarsten«, Ortocerenkalk und die Facies des Chasmopskalkes.

Dieselbe Lagerserie, obwohl in grösserem Massstabe, finden wir auf Fig. 2 und 7 wieder.

Der Ortocerenkalk in dem gegen Bergböle sich hinziehenden Keile ist teils rot, teils grau, von denen der letztere in Ortocerenkalkkonglomerat und Blöcke-führenden Ortocerenkalk übergeht und mit diesen wechsellagert.

Aus dem Gesagten sowie aus dem, was vorhin über die Zusammengehörigkeit der Gesteine angeführt worden, dürfte sich ohne weiteres ergeben, dass der Ortocerenkalk oft durch diese Trümmergesteine ersetzt wird, und dass es vorzugsweise der ältere Ortocerenkalk ist, der somit fehlt.

Dass aber die Facies des »Loftarsten« weniger an ein gewisses Niveau als an gewisse lokale Bedingungen gebunden ist, so dass sie sich auch in die oberen Teile des Ortocerenkalkes hinauf erstreckt, wo sie in den Schiefer von der Facies des Chasmopskalkes übergeht, ist aus dem untenstehenden Profil ersichtlich.

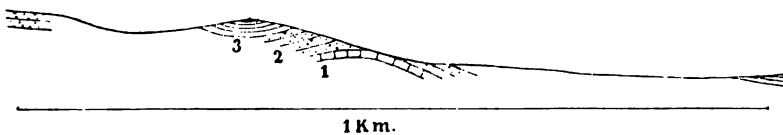


Fig. 12. Profil von Storsved bis zum Öhntjärnsbäcken. 1. Ortocerenkalk, 2. »Loftarsten« mit unregelmässigen Schmitzen von Ortocerenkalk, 3. Facies des Chasmopskalkes.

Wenn wir es nun versuchen, auf Grund der obigen Ausführungen uns eine Vorstellung über die Verhältnisse während der kambrisch-silurischen Zeit zu bilden, welche diese verschiedenen Facies hervorgerufen, würde sich etwa folgendes Bild ergeben.

Während der ganzen kambrischen Zeit fand die Absetzung der sonst in der Gegend, z. B. bei Brunflo, gewöhnlichen Sedimente statt. Vielleicht dauerten diese normalen Verhältnisse noch zur Bildungszeit des unteren Graptolitenschiefers fort. Dann muss indessen eine Niveauveränderung eingetreten sein, derzufolge die alte Insulations- oder Verwitterungsbreccie des Grundgebirgsgranites der Abrasion ausgesetzt und zu dieser ganzen Serie der oben geschilderten Trümmergesteine umgelagert worden ist.

Dabei müssen wir uns jedoch vergegenwärtigen, dass die Horste des Kartengebietes damals noch nicht vorhanden waren.

Dagegen findet sich auf dem Kartengebiet eine ganze Sammlung kleiner Grundgebirgshügel, die, ohne Horste zu sein, durch den Silur emporragen. Sie zeigen, dass die Abrasionsfläche, worauf die kambrisch-silurische Formation abgelagert wurde, kleinkupiert gewesen sein muss.

Dass aber der kleinkupierte Meeresgrund dieser Gegend doch etwas höher als derjenige der Umgebung gelegen haben muss und vielleicht eine Gruppe kleiner Inseln gebildet hat, geht daraus hervor, dass die unter-

silurischen Lager bereits in unmittelbarer Nähe und rings herum normal ausgebildet sind.

Ob die kambrischen Lager und mit ihnen der untere Graptoliten-schiefer, wie auch möglicherweise irgend ein Teil des Ortocerenkalkes, wirklich innerhalb des Gebietes der Trümmergesteine abgelagert und dann abradiert worden, oder ob sie dort nie zur Absetzung gelangt sind, dürfte schwer sein, mit Sicherheit zu entscheiden, aber das Vorkommen von Alaun-schiefergeröll in dem »Lofstarsten« spricht doch zu Gunsten der ersteren Alternative.

Der Blöcke-führende Ortocerenkalk unterscheidet sich in keiner anderen Hinsicht von dem normalen Ortocerenkalk als dadurch, dass er Blöcke enthält, und ist somit als eine Flachseebildung aufzufassen. Die Blöcke sind indessen immer gerollt und abgerundet, was sie nicht da haben werden können, wo sie jetzt liegen. Sie müssen demnach von ganz naheliegenden Gebieten, wo Konglomeratgerölle gebildet wurden, irgendwie in den Ortocerenkalk hinaustransportiert worden sein.


Da man weiss, dass die skandinavische Gebirgskettenbildung bereits zur Zeit der Absetzung dieser unserer Trümmergesteine angefangen hatte, dürfte die Niveauperänderung hier möglicherweise mit derselben in Zusammenhang zu bringen sein; die Hebung, die beispielsweise den Blauquarzen der Ovixsfjälle 4 Meilen westlich davon hervorrief, erstreckte sich demnach bis hierher, wobei jedoch auf dem dazwischenliegenden Gebiete, das a priori tiefer lag, Flachseebildungen wie Ortocerenkalk und Thonschiefer sich fortwährend absetzten.

Es lässt sich auch denken, dass, da die Gebirgskettenbildung bereits stattfand, auch die Verwerfungen begonnen hatten, und dass infolgedessen auch die Horste im Entstehen begriffen waren. Für letztere Auffassung liegt indessen kaum irgend ein Grund vor, falls man nicht etwa als solchen den Umstand in Anschlag bringen will, dass das gleichzeitige Vorkommen dieser Trümmergesteine und der zahlreichen Horste innerhalb eines so beschränkten Gebietes kaum auf Zufall beruhen kann.

Der »Lofstarsten« scheint nicht ausschliesslich auf dieses kleine Gebiet beschränkt zu sein, denn teils hat HÖGBOM 1885 das Gestein bei Kårgårde in Hackås am Storsjön angetroffen, teils habe ich bei Måla im Kirchspiel Sunne Blöcke von einem zwar unerheblich, aber doch entschieden abweichenden Typus gefunden.

Auf Professor TÖRNQUISTS Karte vom Siljansgebiete in Dalekarlien finden sich ausser dem grossen Horste, der sog. Centralkuppel, mehrere

kleinere Grundgebirgsvorkommnisse, von denen man vielleicht von vornherein erwarten könnte, dass sie ähnliche Verhältnisse wie die bei dem Lockensee aufweisen müssten. Von diesen habe ich, wiewohl zu anderem Zwecke, nur eines, dasjenige westlich vom Glittsee, näher untersucht, welches jedoch mit den Granitvorkommnissen bei Lockne keine andere Ähnlichkeit zeigte, als dass es gleich der Mehrzahl derselben ein typischer Horst war.



8. Über die oberdevonische Flora (die "Ursafloa") der Bären Insel.

(Vorläufige Mitteilung.)

Von

A. G. Nathorst.

Tafel V und VI.

Während der unvergesslichen Tage, da die von mir geleitete schwedische Polarexpedition von 1898 an der Bären Insel verweilte, wurden auch einige wenige neue Beiträge zur fossilen Flora der Insel gewonnen, von welchen ich hier nur die mutmassliche Entdeckung der *Archaeopteris hibernica* FORBES sp. erwähnen will¹. Von weitaus grösserer Bedeutung sind die Sammlungen von Pflanzenfossilien, welche vom Herrn J. G. ANDERSSON, mit Beihilfe des Herrn Amanuensis C. A. FORSBERG, während seiner ausführlichen Untersuchung der ganzen Insel im Sommer 1899 zusammengebracht wurden. Ich werde denselben eine ausführliche Beschreibung in »Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar« widmen, will aber schon hier über die wichtigsten Typen vorläufig berichten.

Was über die fossile Flora der Bären Insel schon bekannt wird findet sich in meiner Arbeit »Zur paläozoischen Flora der arktischen Zone« weshalb ich auf dieselbe verweise².

Archaeopteris hibernica Forbes sp.

Mehrere grosse Exemplare, sowohl sterile wie fertile, dieser charakteristischen Art liegen vor. Ob sie sämtlich zum Haupttypus gehören

¹ Vergl. A. G. NATHORST, Några upplysningar till den nya kartan öfver Bear Islands. Ymer 1899, p. 182.

² A. G. NATHORST, Zur paläozoischen Flora der arktischen Zone. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar. Bd 26, N:o 4. Stockholm 1894. (Auch in A. G. Nathorst Zur fossilen Flora der Polarländer. Th. I, Lief. 1.)

oder ob einige derselben vielleicht eher zu einigen der Dawsonschen »Arten« von Canada zu stellen sind, wage ich noch nicht zu entscheiden.

***Archaeopteris fimbriata* n. sp.**

Taf. VI, Fig. 2 und 3.

Diese Art, welche dadurch charakterisiert ist, dass die Fiederchen geranzt sind, liegt ebenfalls in sehr grossen Exemplaren vor, von denen mehrere fertil sind. Sie erinnert etwas an *Arch. fissilis* SCHMALHAUSEN aus dem Devon des Donetzbeckens¹, und insbesondere die fertilen Exemplare der beiden Arten sind einander sehr ähnlich. Unsere Art weicht aber von der russischen deutlich dadurch ab, dass die Fiederchen eine breite Lamina besitzen, während sie bei dieser bis zum Grunde in bis 8 »fast borstenförmige Zipfel« geteilt sind.

***Sphenopteris* n. sp.**

Taf. VI, Fig. 4.

Eine ebenfalls neue Art mit interessanter Verzweigung der Spindel, deren nähere Beschreibung ich mir für meine ausführliche Arbeit vorbehalten.

Ausser den oben erwähnten Farnresten kommen möglicherweise auch einige andere vor, die in meiner ausführlicheren Arbeit besprochen werden sollen.

***Bothrodendron kiltorkense* HAUGHTON sp.**

Durch die vom Herrn ANDERSSON mitgebrachten schönen Exemplare dieser Art wird bewiesen, dass *Bothrodendron Carneggianum* HEER sp. nicht von *Bothr. minutum* HAUGHTON sp. zu trennen ist, welches, wie schon CARRUTHERS und KIDSTON hervorgehoben haben, seinerseits nicht von *B. kiltorkense* getrennt sein dürfte.

Dazu ist die Kenntnis der Gattung durch die schöne Sammlung erheblich erweitert worden, denn aus derselben geht hervor, dass die Bothrodendren der Cyclostigmen-Sippe einen vollständigen Lepidodendron-Habitus besitzen. Die Zweige der betreffenden Art sind wiederholt dichotom geteilt, und die äussersten Zweigspitzen sind sehr schmal und lang. Es liegt z. B. ein Zweig von etwa 3 Millimeter Breite vor, welcher in zwei Zweige von etwa 2,5 Mm Durchmesser gegabelt ist. Diese sind etwa 190 Mm lang, bevor sie sich wieder in kaum 2 Mm breite Zweige gabeln u. s. w. Es ist wohl anzunehmen, dass diese schmalen Zweige schlank und hangend waren. Sämtliche diese Zweige sind entblättert

¹ J. SCHMALHAUSEN, Über devonische Pflanzen aus dem Donetz Becken. Mém. du Comité géologique. Vol. 8, N:o 3. St. Pétersbourg 1894.

mit den für *Bothrodendron* charakteristischen runden Narben. Doch ein mutmasslich hierher gehöriger beblätterter Zweig mit kurzen, vorwiegend gebogenen Blättern von einer anderen Lokalität vor. Früchte sind leider noch nicht gefunden worden.

***Pseudobornia ursina* NATHORST.**

Taf. V; Taf. VI, Fig. 1.

Die interessantesten Gegenstände der ganzen Sammlung sind zweifellos die blatttragenden Stengelreste von *Pseudobornia ursina*, weil dieselben hervorgeht, dass diese Pflanze einen bisher vollständig unbekannten Typus darstellt. Die Gattung wurde von mir in meiner oben erwähnten Arbeit aufgestellt, und zwar für die Reste, welche HEER in seiner silen Flora der Bären Insel zu *Calamites radiatus* (= *Bornia radiata*), führt hatte. »Da ich mich nicht habe überzeugen können«, sage (l. c. S. 57), »weder dass die betreffende Pflanze mit *Calamites radiatus* identisch ist, noch dass sie zur Gattung *Calamites* (incl. *Asterocalamites*) gelassen so ziehe ich es vor, dieselbe unter einem provisorischen Namen aufzuführen statt eine Identität oder Verwandtschaft zu behaupten, welche in Wirklichkeit vielleicht gar nicht existiert . . . Übrigens könnte man sogar die Zusammengehörigkeit mit den Calamarien in Frage stellen.«

In derselben Arbeit habe ich ferner dargelegt, dass die Blätter, welche HEER als *Cardiopteris frondosa* und *polymorpha* beschrieben hat, keine *Cardiopteris* darstellen können. Ich nahm sie vorläufig als *Sphenopteridium?* sp. auf, bemerkte aber ausdrücklich, dass eine endgültige Bestimmung derselben nicht durchgeführt werden könne, und hob dazu ausdrücklich die Möglichkeit hervor, »dass unsere Pflanze in der That zu einem hienicht bekannten Farntypus« gehören dürfte.

Es hat sich aber nun erwiesen, dass diese Blätter zu *Pseudobornia* gehören, wie ein Vergleich zwischen Taf. III, Fig. 11 und 12 in meiner oben citierten Arbeit und den hier gelieferten Abbildungen genügt beweist. Die keilförmig-fächerförmigen Blätter (Taf. VI, Fig. 1) sind wie holt (wahrscheinlich dichotom) geteilt, und der Rand der Lappen ist sehr feine Zipfel zerschnitten oder gefranzt. Ich hatte dies schon früher beobachtet, glaubte dann aber, dass die Lappen am Rande zufällig zerfallen seien, während die vorliegenden Exemplare beweisen, dass es sich um einen wirklichen Charakter handelt. Die Blätter sind dünn und zeigen keine deutliche Nervatur.

Was die Stellung der Blätter an den Knoten betrifft, kann ich noch nicht sagen, ob sie gegenständig oder quirlständig sind — d. h. nur zwei oder mehrere Blätter vorkommen — hoffe es aber später sich entscheiden zu können. Die blatttragenden Stengelreste sind meistens breit und zeigen gewöhnlich, soweit sie vorliegen, keine Verschmälerung. Abstand der Knoten beträgt zwischen 55 und 85 Mm. Ein Exemplar mit nur millimeterbreitem Stengel misst 55 Mm zwischen den Knoten.

Blätter solcher dünnen Stengelreste sind dementsprechend kleiner, mit schmälern Lappen.

Dass diese blatttragenden Stengelreste wirklich zu *Pseudobornia* gehören, darüber kann kein Zweifel vorliegen. Die Stengel stimmen vollständig mit dieser überein, und sie entbehren sogar nicht die eigentümliche höckerige oder granuliert Skulptur an den Knoten, welche ich seiner Zeit für *Pseudobornia* nachgewiesen habe.

Auch einige Fruchtstände, welche ohne Zweifel hieher gehören, liegen vor. Sie sind etwa 200 Mm lang, ohne jedoch vollständig zu sein. Der Axis hat 5—8 Mm Durchmesser, ist deutlich gegliedert, mit 7—10 Mm langen Internodien. Der nähere Bau der an den Knoten sitzenden blattartigen Sporophyllen lässt sich leider nicht sicher ermitteln.

Von den Stämmen wurden sowohl 1898 wie 1899 grosse Exemplare mitgebracht. Zwei derselben besitzen einen Durchmesser von etwa 100 Mm. Das eine Exemplar zeigt an einem Knoten einen austretenden Ast, dessen Durchmesser 30 Mm beträgt, während die Länge der Internodien 120—135 Mm misst.

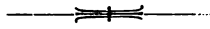
Wie schon oben hervorgehoben wurde, ist es offenbar, dass *Pseudobornia* einen bisher unbekannten, eigentümlichen und selbständigen Typus darstellt, welcher sich wohl eher den Sphenophyllaceen als den echten Calamariaceen anschliessen dürfte, falls es nicht sogar am zweckmässigsten ist, ihn als zu den Protocalamariaceen gehörig, welche von POTONIÉ als ein Zwischenglied der Sphenophyllaceen und Equisetales aufgestellt werden, aufzufassen¹.

Ich habe in meiner mehrmals erwähnten Arbeit nachgewiesen, dass die Ursaflora der Bären Insel zum Oberdevon (oder zu den Übergangsschichten zwischen Devon und Carbon) zu stellen ist, während die Schichten auf Spitzbergen, welche von HEER als zur Ursaflora gehörend betrachtet wurden, in Wirklichkeit jünger und zum Untercarbon zu rechnen sind. Die neuen Sammlungen haben das oberdevonische Alter der Bären Insel-Flora vollständig bestätigt. Die beiden *Archaeopteris*-Arten sprechen ganz entschieden für Devon, und diese Auffassung wird ebenfalls durch einige 1898 gefundene Fischschuppen bestätigt, welche vom Herrn A. SMITH WOODWARD als ein neuer oberdevonischer *Holoptychius* bestimmt worden sind². Die Ursaschichten sind bisher auf Spitzbergen nicht gefunden worden, was ich hier ausdrücklich betonen will, weil man unter Nichtbeachtung meiner Arbeit von 1894 mitunter noch immer vom Ursasandsteine Spitzbergens spricht.

¹ POTONIÉ, Lehrbuch der Pflanzenpalaeontologie, S. 183. Berlin 1899.

² A. G. NATHORST, Några upplysningar till den nya kartan öfver Beeren Eiland. Ymer 1899, s. 182.

Ich möchte schliesslich hervorheben, dass die von mir 1894 wählte »*Calymmatotheca* sp. indet.» zu streichen ist, da dieselbe wahrscheinlich nur eine Sporangiensammlung von *Archaeopteris* darstellt. verzichte hier auf ein Verzeichnis der Arten, da die Zahl derselben folge der Umfassung der Sammlung noch nicht endgiltig festzustellen. Für diese Frage verweise ich ebenfalls auf die ausführlichere Beschreibung dieser hochinteressanten Flora, welche ich demnächst zu veröffentlichen absichtige.



9. Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten.

Von

Otto Nordenskjöld.

Einleitung.

Obschon die Fjorde ziemlich früh als selbständige geographische Bildungen anerkannt und später von den verschiedensten Seiten erwähnt und beschrieben worden sind, so giebt es wohl kaum eine andere Formation von derselben einheitlichen Natur und Bedeutung, über deren Wesen und besonders über deren Bildungsweise die Ansichten so vollständig auseinander gehen. Beinahe jeder Forscher hat eine neue Ansicht oder Modifikation der früheren Ansichten ausgesprochen; beinahe jede denkbare Erklärung ist schon in Vorschlag gebracht worden.

Die Ursachen dieser geringen Übereinstimmung hat man wohl z. Teil in der Natur der fraglichen Bildungen selbst zu suchen. Ihrer äusseren Begrenzung nach, wie man sie z. B. auf einer Karte sieht, treten die Fjorde nicht als selbständige Bildungen auf, sondern nur als Teile einer grösseren Wasserfläche, und zwar gewöhnlich des Meeres. Die wirkliche Grenze zwischen beiden liegt immer unterseeisch, und es ist deshalb schwer, ihre eigentliche Beschaffenheit näher zu erforschen und die Fjorde dadurch von anderen Küstenformen zu unterscheiden.

Dass es aber eine solche Grenze giebt, die nicht notwendig mit der Verbindungslinie zwischen den Vorsprüngen des Festlandes zusammenfällt, wurde schon früh erkannt. Schon COOK beobachtete in den Buchten des Feuerlandes, dass dieselben nach innen zu tiefer wurden, und LEIPOLDT ist wohl einer der ersten, die dies als allgemeines Gesetz ausgesprochen haben¹: „Bei allen Fjorden zeigt sich, dass an ihrem Ausgang der Boden viel seichter ist als im Hintergrund.“

Das Gesetz ist allerdings nur dann richtig, wenn man sich erinnert, dass der Ausgang oder richtiger das äussere Ende eines Fjords nicht im-

¹ PESCHEL-LEIPOLDT Physische Erdkunde, S. 480.

mer da zu finden ist, wo sich die Oberfläche der Meeresbucht mit dem offenen Wasser verbindet. In folgender veränderten Formulierung ist es aber allgemeingültig: *alle bekannten Fjorde ohne Ausnahme würden sich, wenn sie über die Meeresoberfläche gehoben würden, ohne dass andere Veränderungen eintreten, als Seen oder Systeme von Seen darstellen.*

Wenn nun diese Erhebungen des Grundes oder sog. Schwellen am äusseren Ende der Fjorde für dieselben charakteristisch sind, so wäre es natürlich von der grössten Bedeutung, wenn man in einem gehobenen Gebiete deren geologische Beschaffenheit untersuchen könnte. Bisher hat man aber keine derartigen über das Meer vollständig gehobenen Fjordkomplexe sicher erkannt. Wie wohl zuerst DINSE deutlich ausgesprochen hat¹, bestehen indessen die Fjorde meistens nicht aus einem einheitlichen Becken, sondern häufig werden von ihnen Teile durch eine oder mehrere innere Schwellen abgeschnürt. Auch diese Schwellen liegen zumeist unterseeisch, aber es sind auch schon viele Beispiele bekannt, wo dieselben über die Wasseroberfläche emporragen, und wo deshalb die abgeschnürten Teile Süswasserseen sind.

Als ich mich in den Jahren 1893 und 1894 mit geologischen Arbeiten zum Zweck der Aufnahme der Gegend von den Sulitelma-Gruben in Norwegen beschäftigte, hatte ich Gelegenheit eine Karte über Tiefotungen zu sehen, die von SCHÜTZ und JÖRGENSEN im Auftrage der erwähnten Minengesellschaft in einigen Seen am inneren Ende des Saltenfjords ausgeführt waren. Diese Messungen nebst einigen allgemeinen Bemerkungen sowie einigen geologischen und topographischen Beobachtungen habe ich später in einer kurzen Mitteilung veröffentlicht². Auf späteren Reisen habe ich die Fjorde und die mit ihnen zusammenhängenden Bildungen ausser in Norwegen auch an der amerikanischen Westküste, und zwar sowohl im Süden als im Norden, kennen gelernt. Zuletzt konnte ich im letztvergangenen Sommer eine leider nur sehr kurze Zeit dem Studium der Thafjord- und Seenbildung im nördlichen Norwegen und besonders in der Sulitelmagegend widmen, und dabei die schon erwähnten Tiefenmessungen durch eine Reihe von neuen, teils von mir selbst, teils von anderen ausgeführten vervollständigen.

Eine vollständige Monographie der Fjorde existiert zur Zeit nicht. Allerdings hat in seinem oben citierten Werke P. DINSE eine solche Arbeit angefangen³, bis jetzt aber, soweit ich kenne, nicht dieselbe abgeschlossen. In allen Fragen betreffs der geographischen Verbreitung der Fjorde, ihrer Umrisse, ober- und unterseeischen Reliefverhältnisse, sowie über die Abgrenzung des Begriffes Fjorde im Verhältnis zu anderen ähnlichen Bildungen giebt aber jene Arbeit sehr gute Aufschlüsse und Zusammenstellungen, dass ich hier auf dieselbe verweisen kann. Zugleich zeigt sie aber, w

¹ Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, XXIX: 218. Berlin 1894.

² O. NORDENSKJÖLD, Om sjöarne Övre Vand och Nedre Vand mellan Saltenfjord och Sulitelma. Geol. Fören. Förh. XVII (1895): 511–522.

³ Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. XXIX: 189–259.

wenig wir noch über die Fjorde wissen, und in der That kann über dieselben eine allgemeine Arbeit kaum geschrieben werden, ehe wir wenigstens aus einem Gebiete von einer grösseren Gruppe ganz typischer Fjorde genaue Tiefenmessungen und ausserdem von der Umgegend eine gute topographische und geologische Karte besitzen. Wenn nachher vergleichende Untersuchungen zwischen verschiedenen Gegenden ausgeführt worden, dürften vielleicht allgemeine Resultate zu gewinnen sein.

Eine monographische Darstellung will die hier vorliegende Mittheilung in keiner Hinsicht sein. Auf keiner von meinen Reisen über wirkliche Fjorde habe ich ein eigenes Fahrzeug zur Verfügung gehabt, und deshalb habe ich weder Lotungen noch die nötigen Landsteigungen an geeigneten Stellen ausführen können. Ich hoffe aber diese Arbeiten vielleicht unter günstigeren Verhältnissen auch in den nächsten Jahren fortsetzen zu können; da es aber bis zu ihrer Vervollständigung noch lange Zeit dauern wird, möchte ich hier kurz einige von den bisherigen Beobachtungen vorlegen.

Der Begriff »Fjord« umfasst nach DINSE¹ »gesellig auftretende, in der Regel gewundene, steile und tiefe Buchten und Meeresstrassen an gebirgigen Festlands- oder Inselküsten, die im Querschnitt eine Trogform, im Längsschnitt ein zwischen sanften Wölbungen und seichten Mulden unruhig wechselndes Bodenrelief erkennen lassen«. An die Seite der Fjorde stellt er die fjordartigen Küstenbildungen, zu denen er die Fjärde, Schären und Föhrden sowie auch als Übergangsformen die sog. Fjorde an der Küste von Maine rechnet, und die sich von den ersteren hauptsächlich nur durch viel weniger bedeutende Unterschiede in ihren eigenen Reliefverhältnissen sowie in denjenigen der umgebenden Küstenlandschaft unterscheiden.

Wir bemerken hier nur, dass diese Definitionen in der That den wirklichen Verhältnissen sehr gut entsprechen, und werden später, nachdem wir einige Beispiele betrachtet haben, auf diese Fragen zurückkommen. Nur mag hervorgehoben werden, dass für alle Fjorde und die meisten anderen fjordartigen Bildungen die Beckenform charakteristisch ist, und dass sie ferner in den meisten Fällen mit ihrem Hauptkörper gegen die Küstenlinie radial oder beinahe radial gestellt sind. In vielen Fjordgebieten giebt es aber auch zahlreiche der Küstenlinie parallele Wasserstrassen, die sich als gesenkte Thäler oder häufig sogar geschlossene Becken erweisen, und mit den Fjorden durch Übergänge verbunden sind, aber schon bei unserer jetzigen unvollständigen Kenntniss zeigt sich, dass ihre Reliefverhältnisse von denjenigen der echten Fjorde hinreichend abweichend sind, um ihnen wenigstens vorläufig eine Sonderstellung zuzuweisen. Dagegen zeigt sich häufig, dass das, was oberflächlich als ein einziges Fjordsystem erscheint, thatsächlich eine komplizierte Bildung ist, indem viele Seitenzweige sich als selbständige Fjordbecken erweisen, die tiefer sind als angrenzende Teile des Hauptkanals, zu welchem sie ganz dieselbe Stellung einnehmen wie dieser selbst dem offenen Meere gegenüber.

¹ A. a. O. S. 234.

Während nun einerseits Untersuchungen über die Tiefenverhältnisse notwendig sind, um die Grenzen eines Fjordes festzustellen, so ist andererseits auf die innige Verbindung aufmerksam zu machen, welche zwischen den Fjorden und gewissen jetzt vom Meere abgesperrten Seebecken besteht. Es gehören hierher zunächst die eigentlichen Fjordseen, von denen wir unten einige Beispiele sehen werden, und welche in der Verlängerung der Fjorde belegen sind, sowohl im Längs- als im Querprofil dieselben Reliefverhältnisse wie sie aufweisen und bei einer unbedeutenden positiven Strandlinienverschiebung selbst Fjorde bilden würden. Ferner erinnern wir an gewisse typisch ausgebildete Felsenbecken, welche aber jetzt ganz oder teilweise leer sind, weil später Erosion den noch in seiner Hauptmasse fortbestehenden Thalriegel an einer Stelle durchgesägt hat. Das bekannteste Beispiel ist der See in dem durch E. VON DRYGALSKI beschriebenen »typischen Fjordthal« zwischen den Sermiddlet und den Sermilekfjord in Grönland¹. Endlich erwähnen wir hier noch eine grosse Klasse von Seebecken, die sog. Randseen.

Mit diesem Namen bezeichnet man bekanntlich die Seen, welche man in sehr vielen Gebirgsgegenden im Grenzgebiete gegen die Ebenen trifft, und die sich sowohl durch äussere Begrenzung als durch ober- und unterseeische Reliefverhältnisse an die Fjorde anschliessen. So gross ist in der That die Ähnlichkeit, dass wohl jedermann apriori geneigt wäre, für beide Bildungen dieselben Entstehungsursachen anzunehmen. Dies sollte aber vorläufig nicht geschehen, besonders weil beide Klassen wahrscheinlich in sich heterogene Bildungen umfassen, die verschiedenartig entstanden sind. Wir werden im folgenden solche Randseen aus mehreren Gebieten kennen lernen und wollen hier nur kurz zum Vergleich diejenigen Randseen erwähnen, welche am besten bekannt sind, und zwar diejenigen der Alpen:

Diese Seen treten sowohl nördlich und nordwestlich als auch südlich von der Gebirgskette auf und sind, wenn man nur auf die eigentlichen Alpenseen Rücksicht nimmt², fast alle gegen dieselbe radial gestellt. Die Begrenzung ist besonders bei einigen von den Seen typisch fjordähnlich; das Lago Maggiore (Langensee) z. B. besitzt bei einer Länge von beinahe 6 Km eine mittlere Breite von nur etwa 4 Km³. Die meisten sind sehr tief; Tiefen von über 300 M. trifft man im Comosee (409 M.), Langensee (377 M.), Gardasee (346 M.) und auch in dem Genfer See. Doch unterscheiden sich diese Seen von den meisten Fjorden dadurch, dass sie weniger verzweigt sind; besonders fehlen die beinahe vertikalgestellten Querzweige oder die Beendigung durch etwa gleichwinkelig abzweigende, ziemlich gleichgrosse Buchten, die für so viele Fjorde charakteristisch sind, während sich umgekehrt der Comosee abwärts in zwei langgestreckte Arme verzweigt.

¹ Richthofen-Festschrift. Berlin 1893 S. 41. Auch Grönland-Expedition der Ges. f. Erdkunde. Berlin 1897. I: 40.

² Über die Entstehung der etwas anders angeordneten Seen am Fuss der Jura (Neuchâtelsee u. a.) siehe SCHARDT, Arch. d. Sc. phys. et naturelles, Genève 1898.

³ Ähnliche Masse gelten z. B. in Norwegen für den Ranensfjord.

Das Alter der Seen, wenigstens in ihrer jetzigen Ausbildung, ist nach allen Untersuchungen quartär; an einigen konnte man auch feststellen, dass sie interglazial und jünger als die erste Vergletscherung sind. Die Geologie ihrer Umgegend ist sehr wechselnd, und sie treten in allen geologischen Formationen von dem Grundgebirge (Orta- und Langensee) bis zum Tertiär (Zürichersee u. a.) auf.

Für ihre Entstehung hat man die verschiedensten Erklärungen versucht. Hier können wir von den Hypothesen absehen, die sie als alte, zugeschlammte und später durch das Eis ausgeräumte Becken oder als durch Moränen abgesperrte Täler auffassen; ferner von der Theorie, dass sie durch Verwerfungen oder Grabsenkungen entstanden wären, da dieselbe kaum in späterer Zeit ernstlich als allgemeine Ursache verteidigt worden ist, und endlich auch von der Ansicht, dass sie durch die spätesten Vorgänge der Gebirgskettenfaltung entstanden wären, weil sich diese mit ihrem jugendlichen Alter nicht vereinigen lässt. Es bleiben dann eigentlich zwei Hypothesen übrig, die jetzt am allgemeinsten umfasst zu werden scheinen. Nach der einen, die neuerdings besonders von HEIM verteidigt wurde¹, sind die Seen nur Teile von Tälern, die durch ein späteres Einsinken rückwärtigen Fall bekommen hätten. Dies Einsinken hätte nach dem Aufhören der gebirgsbildenden Prozesse diejenigen Gebiete betroffen, welche durch die aufgestauten Gebirgsmassen überlastet worden waren, und die Realität dieser Erscheinung hat HEIM besonders durch Studium der frühglazialen Terrassen und Ablagerungen in der Umgebung des Zürichersees nachgewiesen².

Gegen diese Hypothese hebt PENCK³ hervor, dass der Zürichersee gerade in der Nähe von der Sattellinie der durch das Einsinken entstandenen Geoantiklinale seine tiefste Stelle hat. Er könne deshalb jedenfalls nicht ausschliesslich durch diese Einsenkung entstanden sein, und PENCK hält deshalb gleich vielen anderen Forschern an der zuerst von RAMSAY ausgesprochenen Ansicht fest, dass die Seen wenigstens teilweise durch die Erosion der ehemaligen Gletscher ausgehöhlt worden seien.

Diese Theorie erklärt in der That sehr viele von den Eigenschaften der Randseen, und besonders eine, welche die obenerwähnte HEIM'sche Theorie nicht zu erklären vermag, wenigstens wenn man nicht das Einsinken direkt auf die Eisbelastung, die doch lange vor dem Eintritt der Seenbildung aufgehört hatte, anstatt auf das Aufhören der Gebirgsbildung zurückführen will. Man findet nämlich, dass alle bekannten Gebiete von echten Randseen in solchen Gegenden gelegen sind, die einst gletscherbedeckt waren, und dass umgekehrt beinahe alle Gebirgsgegenden letzterer Art reich an Randseen sind. Hier hervorzuheben ist namentlich die innige Verbindung, welche in dieser Beziehung zwischen Fjorden und Randseen besteht. Fjorde treten in allen an ein Meeresbecken grenzenden Gebirgsgegenden auf, wo die Gletscher einst bis an das jetzige Meeresniveau reichten, und wirk-

¹ Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich. XXXIX. 1894.

² Congrès géologique intern. Sixième Session. S. 181 u. folg.

³ Morphologie der Erdoberfläche II: 317.

liche Fjordgebiete kommen nur in solchen Gegenden vor. Inseln und Halbinseln, die überall gebirgserfüllt sind und in den einst vergletscherten Gebieten liegen, sind an allen Seiten durch Fjorde zerschnitten; so z. B. Grönland, Island, Spitzbergen, Kerguelen Land. Aber alle Kontinente und Inseln, die an einer Seite Fjorde tragen, an der anderen Seite dagegen das Gebirgsland an Niedrigland grenzen lassen, zeigen an dieser inneren Seite Randseen. Dies gilt z. B. von Skandinavien, Patagonien, Nordamerika und Neu-Zeeland.

Interessant ist in dieser Beziehung, dass im westlichen Alaska, die Cordilleren nie eine ausgedehnte Gletscherbedeckung getragen haben, sowohl Fjorde als Randseen fast vollständig fehlen¹, während beide insonst ihrer Natur nach ganz ähnlichen östlichen Gegenden grossartige Entwicklung zeigen.

Wir gehen jetzt zur Beschreibung einiger Einzelgebiete über.

1. Über einige norwegische Fjorde und Seen mit besonderer Berücksichtigung des Thalsystems Salten-Sulitelma.

Trotz der grossen Menge von vorzüglichen geologischen Monographien aus Norwegen ist jedoch die geologische Untersuchung der entfernteren und weniger bevölkerten Teile des Landes z. Z. noch nicht weit genug fortgeschritten, um auf Grund der vorliegenden Litteratur eine vollständige, durch eine genügende Zahl von Specialuntersuchungen aus verschiedenen Gegenden gestützte Übersicht über die Geologie und Tektonik des Landes zu gewähren. Die geologischen Übersichtskarten sind sehr ziemlich alt, und es scheint aus den neueren Untersuchungen hervorzugehen, dass auf denselben die Grenzen auch zwischen den Hauptabteilungen, z. B. zwischen dem Grundgebirge und den jüngeren metamorphosierten Schichtengesteinen, nicht immer genau angegeben sind. Specialkarten existieren nur über die am reichsten bevölkerten Gegenden in den südöstlichen Landesteilen, und gerade von den Küstengegenden, von denen hier in erster Linie die Rede ist, sind nur die Karten von den Umgebungen der Kristiansund- und Trondhjemsfjorde sowie von Bergen veröffentlicht.

In besonders hohem Grade gilt natürlich das hier gesagte von den nördlichen Norwegen, obschon auch hier viele guten Übersichtsarbeiten von CORNELIUSSEN, T. DAHL, HELAND, PETTERSEN, REUSCH, VOGT u. A. vorliegen. Aus diesen Arbeiten geht hervor, dass die grösste Verbreitung regionalmetamorphisch-krystallinen Gesteinen von hauptsächlich paläozoischem Alter zukommt. Im grossen gesehen sind dieselben sehr stark gefaltet und aufgerichtet, mit einem der Küstenlinie parallelen Streichen, aber in verschiedenen Gegenden wechselt und z. B. an der Nordseite des Ranenfjords etwa ost-westlich verläuft. Diese Gesteine nehmen hauptsächlich die Mitte des Landes ein; an ihrer östlichen Seite sind weit ausgedehnte Gebiete von dem Grundgebirge sowie von Eruptivgesteinen ein-

¹ Vergl. jedoch die Specialbeschreibung weiter unten.

nommen, und ebenso gehören an der Meeresküste sowie auf den Inseln die meisten Gesteine zu einer dieser beiden Gruppen. Die Eruptivgesteine bestehen hauptsächlich aus Graniten, mit denen jedoch häufig Gabbrogesteine innig verknüpft sind. Über ihr Alter lässt sich nur so viel sagen, dass sie z. T. älter, z. T. jünger sind als die gebirgsbildenden Faltungsprozesse, z. T. auch mit diesen gleichzeitig. Die letzte Gruppe dürfte wahrscheinlich die grösste Verbreitung haben. Zu den jüngeren gehört nach VOGT¹ eine Reihe von eigentümlichen Gesteinen mit grosser Verbreitung auf den Lofoteninseln.

Östlich vom Altenfjord tritt am Eismeere statt aller dieser Gesteine die mächtige Reihe der Gaisagruppe zu Tage. Es sind wenig metamorphosierte Sandsteine und Dolomite von meistens ziemlich horizontaler Lagerung, die der Topographie dieser Gegenden einen ganz abweichenden Charakter verleihen.

Von grossem Interesse ist eine Beobachtung, die schon in älteren Zeiten in verschiedenen Gegenden gemacht, neuerdings ausführlicher von VOGT² erwähnt und beschrieben wurde. Es handelt sich um die Existenz eines grossen inneren Längsthals, das fast durch das ganze nördliche Norwegen vom Trondhjemsfjorde ab zu verfolgen ist. Zuweilen sind mehrere parallele Längsthäler da, zuweilen muss man kurze Strecken Querthälern folgen, um von einem Thal zum anderen zu gelangen, aber im grossen gesehen ist das System zusammenhängend und würde schon bei einer Landsenkung von ein paar Hundert Meter eine innere Fahrstrasse gleich den chilenischen und westcanadischen Kanälen bilden. Von 63° bis 70° Latitud liegt die Wasserscheide zwischen den Fjordgebieten nur dreimal höher als 250 M.

VOGT hat nun gezeigt, dass die wichtigsten Teile dieses Thalsystems dem Streichen der mächtigen Dolomit- und Kalksteineinlagerungen der sog. Tromsö Glimmerschiefergruppe folgen, und überhaupt sind alle diese Thäler im Gebiet der regionalmetamorphosierten Schiefergesteine zu treffen, während ihr ausgeprägtester Abbruch von einem ausgedehnten Granitfelde zwischen Ranen und Salten gebildet wird.

Mitten in diesen grossen, nur durch Übersichtsarbeiten bekannten Gegenden hat man dank dem Interesse und der Freigebigkeit der Kupferminengesellschaft Sulitelma eine Specialuntersuchung bekommen, welche für die Zukunft in vielen Beziehungen als ein Ausgangspunkt für unsere Kenntnis und für die Untersuchung dieser Gebiete gelten muss. Seit dem Jahre 1893 ist hier unter der Leitung von Professor HJALMAR SJÖGREN, eine genaue geologische Aufnahme mit petrographischen, paläontologischen und chemischen Untersuchungen unter Ausarbeitung. An der geologischen Feldarbeit nahmen ausser Professor SJÖGREN selbst P. J. HOLMQVIST und

¹ J. H. L. VOGT, Norsk marmor. Norges Geol. Unders. N:o 22, S. 176.

² A. a. O., S. 169.

der Verfasser dieser Mitteilung teil; die topographische Aufnahme rührt von O. KJELLSTRÖM her. Die ausführliche Beschreibung ist noch nicht veröffentlicht, aber wir verdanken SJÖGREN¹ eine Reihe von Mitteilungen sowie eine geologische Karte im Maasstab 1: 75.000.

Diese genauen Arbeiten umfassen allerdings nur ein 20—25 Km breites Gebiet, von der schwedischen Grenze gerechnet. Weiter westlich hat VOGT am inneren Ende des Saltenfjords mehrere geologische Beobachtungen zusammengestellt². Für das dazwischenliegende Gebiet an den Ufern der oberen Fjordseen und des Flussthals gründet sich die folgende Darstellung hauptsächlich auf eigene Observationen, die von einigen wenigen Ausflügen stammen³.

Der Transport der Erze geschieht über die Seen: den Langvandsee sowohl als die Fjordseen Övre Vand und Nedre Vand, mit Dampfer; zwischen den beiden ist eine Eisenbahnlinie angelegt. Wegen dieser bedeutenden Trafik wurden schon früh zahlreiche Tieflotungen ausgeführt, die später weiter vervollständigt worden. Bei meinem ersten Besuch habe ich diese Lotungen kennen gelernt, und ich veröffentlichte über dieselben, soweit sie sich auf die beiden Fjordseen beziehen, die früher citierte Mitteilung, die aber nur als eine vorläufige bezeichnet wurde.

Im Sommer 1899 konnte ich die Gegend wieder besuchen, und durch das ausgezeichnete Entgegenkommen der Grubenverwaltung sowohl das ganze Material von Lotungen disponieren als auch dieselben durch einige neue Tiefenmessungen ergänzen, die an Bord der Dampfer der Gesellschaft ausgeführt wurden. Für diese Liebenswürdigkeit spreche ich den Besitzern und der Verwaltung der Minen, in erster Linie Herrn Konsul N. PERSSON und den Herren Direktoren STURE HENNING und E. KNUDSEN meinen verbindlichsten Dank aus.

Der Saltenfjord.

Der Saltenfjord, auf etwa 67° 10' N. Br. gelegen, besitzt vom offenen Meere bei Bodö bis zu seinem Ende bei Fineidet eine Länge in ziemlich genau ost-westlicher Richtung von etwas mehr als 50 Km; dazu kommt die südliche Fortsetzung nach Saltdalen. Die durchschnittliche Breite ist 4—5 Km, die sich aber an den Stellen, wo sich die nordöstlich gerichteten Seitenthäler der Nordseite: Hopen, Nordvigbotten und die Fauske-Bucht, anschliessen, bedeutend vermehrt. Die südlichen Seitenthäler, der Saltdalsfjord und besonders der Misværtjord, die nord-südlich verlaufen, sind schmaler.

Seiner Form nach erinnert der Fjord an mehrere andere aus dieser Gegend und besonders stark an seine beiden ersten grösseren Nachbarn im Norden und Süden, Sör-Folden und Ranen, während die kürzeren, im Grundgebirge auftretenden Fjorde südlich von Salten (z. B. Beieren und

¹ Geol. Fören. Förh. XVII (1895): 189 und XVIII (1896): 346 sowie Sulitelma-Stockholm 1898

² Salten og Ranen. Norges Geol. Unders. N:o 5 (1891) sowie Norsk Marmor. Taf. 3 -

³ Vergl. auch die Karte und Beschreibung von P. J. HOLMQVIST in Geol. Fören - Förh. XXII (1900): 72.

der Holandstjord) auch im Verhältnis zu ihrer Länge schmaler sind. Dagegen unterscheidet er sich von fast allen anderen grösseren norwegischen Fjorden dadurch, dass er sich auch durch seine oberseeischen Formen als ein doppeltes Becken zeigt. Der äussere Teil, der eigentliche Saltenfjord, ist nur etwa 17 Km. lang und wird durch einen von einer¹ engen Strasse, dem Saltstrom, durchbrochenen Gebirgsrücken von einem schmalen (nur etwa 1 Km. breiten) Parallelfjord getrennt, der die eigentliche Fortsetzung des inneren Beckens bildet. Durch die erwähnte Verbindungsstrasse, die an ihrer schmalsten Stelle nur etwa 200 M. breit ist, setzen die Zeiten mit ungeheurer Gewalt; nur beim Zeitenwechsel ist sie für Schiffe passierbar. Das Ende des erwähnten Parallelthals habe ich leider selbst nicht besucht, da aber die Mündung fast noch schmaler ist als der Saltstrom, erscheint es nicht zweifelhaft, dass an beiden diesen Stellen Felsenschwellen vorliegen². Dieselben trennen das innere, grössere Becken, den Skjerstadjord, ab.

Die Geologie der Umgegend dieser Fjorde ist nicht sehr gut bekannt. Im Westen treten krystallinische Schiefergesteine von meistens archaischem Alter auf, die von zahlreichen Granitgängen durchsetzt werden. Weiter nach innen trifft man die Schiefergesteine der Tromsögruppe mit mächtigen Einlagerungen von Kalkstein und Dolomitmarmor, z. Teil auch von Eisenerz (Næverhaugen). Schon das Seitenthal von Nordvigbotten mit dem Valnæsfjord dürfte mit diesen Einlagerungen in Verbindung stehen; noch mehr gilt dasselbe von dem grossen Längsthal, einem Teil des schon oben erwähnten Hauptlängsthal, das der Fjord an seinem inneren Ende trifft. Nach Süden zu liegt dies Thal mehr als 10 Km. unterseeisch und bildet die schon erwähnte Fortsetzung des Fjords; nach Norden zu bildet es das niedrige »Eid« von Fauske, das mit einer Länge von 9 Km. und einer Passpunkthöhe von nur 65 M.³ den Übergang nach dem Fjord Sörfolden bildet. In diesem Thal und an seinen niedrigsten Abhängen sollen nach VOGT von einer wenig mehr als 3,000 M. mächtigen Lagerserie etwa 2,000 M. aus Kalkstein bestehen. Dass der Verbindungsrücken ausschliesslich aus anstehendem Fels besteht, dürfte wohl unzweifelhaft sein. Noch in postglazialer Zeit existierte aber hier eine submarine Verbindungsstrasse zwischen den beiden Fjorden. Die Terrassen dieses Meeres sind im Saltenfjord nicht so schön entwickelt wie an vielen anderen norwegischen Fjorden, aber am inneren Ende der Fauskebucht kann man eine ziemlich gute Terrasslinie in einer Höhe von etwa 90 M. (Barometermessung) beobachten.

Über die tektonischen Verhältnisse wissen wir, dass die gewöhnliche Streichrichtung etwa N 25—35° O ist. Das Fallen beträgt nach VOGT an der Nordseite des Fjords bei Næverhaugen gewöhnlich etwa

¹ Eigentlich sind es zwei Strassen, aber die nördliche soll so seicht sein, dass sie bei niedrigster Ebbe beinahe trocken liegt.

² Eine ähnliche Erscheinung liegt in Schottland bei Loch Etive vor (Vergl. GEIKIE: The great ice age S. 234) und man kennt sie auch aus Westpatagonien und anderen Gegenden.

³ Vergl. VOGT: Norsk marmor S. 170.

25—40° West; bei Fauske, wo man sich in der Nähe von der Axe eines Sattels befindet, wechselt es zwischen 25—80° W. und ist gewöhnlich ziemlich steil. Auf der Öinæs-Halbinsel, die mit dem Festlande nur durch einen ganz niedrigen Rücken vereinigt ist, ist es etwa 45° W. Weiter östlich, z. B. bei Leifsæt, ist auch das Fallen östlich; die Umgebungen des Nedre Vand wollen wir unten näher betrachten.

Die Südseite des Fjords ist leider sehr wenig bekannt, so dass es auch nicht möglich war, die Fortsetzung der grossen Kalkbänke von Fauske zu identifizieren. Die topographische Fortsetzung des Tieflandes (»Eids«) bildet, wie erwähnt, der Saltdalsfjord, aber die hier auftretenden Kalklagen entsprechen, wie es scheint, einem östlicheren und wahrscheinlich etwas jüngeren Horizont. Bei Tjetnæs der Öinæshalbinsel gegenüber, wo die Breite der Wasserfläche nur etwa 2 Km. beträgt, beobachtet man eine ziemlich flache antiklinale Falte mit ähnlichen Gesteinen wie auf der Nordseite, darunter auch ein charakteristisches Konglomerat; auch Kalksteine treten auf, aber ihre Mächtigkeit und petrographische Beschaffenheit ist wenig bekannt. Die Schichtenlage ist hier viel flacher als auf der Nordseite, und dies erklärt vielleicht die Verschiebung des Längsthals, das für seine Entstehung nicht nur ein weiches Gestein sondern auch eine steil aufgerichtete Lage desselben voraussetzt.

Nirgends sind Erscheinungen beobachtet, welche die Existenz von Verwerfungen andeuten können, und gegen die Ansicht, dass die Hauptzüge der Topographie durch solche bestimmt seien, spricht mit Bestimmtheit die Lage der öfters erwähnten Öinæshalbinsel mit der Fortsetzung der Konglomerate und Kalksteine des Fauskeid. Allerdings wäre es für die Entstehungsgeschichte des Fjords von grossem Interesse, genaue geologische Aufnahmen an den Uferabhängen sowie Tiefotungen anzustellen.

Die Fjordseen Nedre Vand und Övre Vand.

(Vergl. die Karte Taf. VII.)

Gegen Osten endet plötzlich der Salten-Skjerstadtfjordkomplex, wo er das Längsthal erreicht hat. Nur an einer Stelle trifft ihn ein Seitenthal, dessen nördlicher Abhang genau in der Fortsetzung von der Richtung des Nordufers des inneren Skjerstadtfjords liegt. Mit Ausnahme von der Mündungsschwelle und einem einzigen schmalen Abbruch ist die ganze Bodenfläche dieses Thals von dem Wasser der beiden Seen Nedre Vand und Övre Vand bedeckt.

Die Länge des Thals beträgt 12 Km.; die Breite ist wechselnd, durchschnittlich aber etwas geringer als 1 Km. Im Verhältnis zu der Länge ist also dies Thal sogar etwas schmaler als der Saltenfjord.

Die Geologie der Umgegend ist derjenigen des inneren Saltenfjords ähnlich. Das Streichen verläuft etwa in N 25° O; das Fallen wechselt, weil die Lager mehrere Mulden bilden. Stellenweise zeigen die Schichten eine sehr intensive Faltung mit kleinen Faltenverwerfungen. Auf der Süd-

seite des Nedre Vand liegen sie gleich wie am Skjerstadjord viel flacher als auf der Nordseite des Sees. Die Gesteine gehören ebenso wie weiter westlich zu der »Tromsö Glimmerschiefergruppe« der norwegischen Geologen und bestehen hauptsächlich aus Glimmerschiefer von ziemlich wechselndem Aussehen und mit häufigen Einlagerungen von Kalkstein und auch etwas Konglomerat. Obschon diese Einlagerungen weit weniger mächtig sind als weiter westlich, waren sie doch für die Ausbildung der bedeutenderen Seitenthäler bestimmend. Auch wo Kalkstein nicht vorkommt, folgen alle kleinen einmündenden Bäche genau dem Streichen.

Schon bei den ersten Tieflotungen wurden in Övre Vand einige Wasserproben aus grösserer Tiefe heraufgeholt, und es zeigte sich dabei, dass das Wasser bei einer Tiefe von 50 M. brackisch und bei 100—150 M. ganz salzig ist¹. Ich habe diesen Umstand schon in meiner früheren Mitteilung über die Seen besprochen und ihn daraus erklärt, dass bei niedrigem Wasserstand in den Seen die hohe Flut ganz nach ihrem Ende hineindringt. Der Wasserstand in Övre Vand soll je nach den Jahreszeiten zwischen 1,2—3,5 M. über der tiefsten Ebbe liegen; die entsprechenden Zahlen sind für Nedre Vand 0,8—3,2, während die höchste Flut 2,2 M. erreicht.

Auch die beiden sperrenden Wälle, denen die Seen ihr Dasein verdanken, wurden in derselben Mitteilung beschrieben. Der westliche Wall, welcher zugleich den Skjerstadjord abschliesst und absperrt, besteht aus zwei Felseninseln, von denen die nördliche niedrig und klein ist, die südliche sich dagegen in der Richtung des Streichens beinahe 4 Km. ausdehnt. Wie unten gezeigt wird, hat aber diese Insel mit dem eigentlichen Quer-Fjordthal nichts zu thun, sondern sie bildet die westliche Wand eines der Fauskebucht parallelen Längsthals, von dem eine kleine Bucht zu dem Gebiet des Nedre Vand gehört. Diese beiden Inseln werden sowohl unter einander als mit dem Festlande durch Endmoränenwälle verbunden, von denen ich die beiden nördlichen untersucht habe. Die Form ist typisch bogenähnlich, die beiden Abhänge sind ziemlich steil und die Höhe über d. M. etwa 25 M. Die Oberfläche ist mit grossen Blöcken bedeckt, die aber im Inneren fehlen oder selten sind. Die Geschiebemasse selbst zeigt deutliche Schichtung und besteht teilweise aus gut gewaschenem Geröll, während andere Partien typischer moränenähnlich sind.

Der kurze Fluss, der Nedre Vand mit dem Fjorde verbindet, hat den nördlichsten Moränenwall da durchbrochen, wo er an die Insel stösst, und sein Bett läuft auf der Südseite teilweise über anstehenden Fels.

Der östliche Wall, welcher die beiden Seen voneinander trennt, besteht aus einem einfachen, etwa anderthalb Km. langen Bogen zwischen hohen Felsenwänden. Die äussere Form ist der oben beschriebenen ähnlich², die innere Beschaffenheit weicht aber dadurch ab, dass man ausschliesslich gut gewaschenen Geröll findet. Man kann diesen Wall also nicht als

¹ Nach den alten, mir vorgezeigten Proben.

² Vergl. die Spezialkarte in meiner oben citierten Mitteilung in Geol. Fören. Förh.

eine eigentliche Endmoräne bezeichnen, obschon er unzweifelhaft vor dem Eisrande, vielleicht unterseeisch, gebildet ist.

Das ganze jetzt beschriebene Thal endet nach Osten zu ganz unvermittelt mit einer steilen, viele hundert M. hohen, kesselförmigen Wand, von deren Umkreis bedeutend mehr als die Hälfte zusammenhängend vorhanden ist (vergl. die Karte und die Abbildung Fig. 1 unten). Erst etwa 600 M. nördlich von dem innersten Teil öffnet sich die Felsenwand in der gewöhnlichen SSW-lichen Richtung der Längsthäler mit dem tiefen Thal des Langvandstromes. Die Erscheinung ist eine deutliche Kare und das Thal ein Sackthal. Solche Sackfjorde wurden in der Litteratur, soweit ich kenne, erst neuerdings von HELLAND beschrieben¹. Nach ihm sind sie für die nördlichsten Gegenden von Norwegen charakteristisch, wo die Gletscher noch jetzt bei-



Fig. 1. Ein Teil der den Övre-Vand See im Osten begrenzenden Karenwand.

nahe das Meeresniveau erreichen. Dazu stimmt auch, dass ich auch im Feuerlandsarchipel solche Fjorde beobachtete. Dort wie in Norwegen sind es meistens kurze, schmale Thäler, die in solcher Weise enden, während sich die grösseren meistens durch tiefe Fluss- oder Gletscherthäler fortsetzen.

Wir gehen jetzt zu einer näheren Beschreibung der verschiedenen Teile des Thals über, indem wir von Osten anfangen und sowohl die über- als unterseeischen Formen berücksichtigen.

1. *Das östliche Sackthal* hat eine Länge von 2,8 Km. und eine gleichmässige durchschnittliche Breite von etwa 600 M.; der innerste Teil ist ein wenig breiter, und nach Westen zu öffnet sich das Thal trichterförmig in die folgende Abteilung. Die Seitenwände sind überall hoch und steil, wenn man von der Öffnung des Langvandstromes absieht. Wirkliche Querprofile sind nicht aufgenommen; das Profil 8 auf der Tafel ist eher als eine Fortsetzung des Längsprofils durch die innere Bucht aufzufassen. Es

¹ AM. HELLAND. Tromsø amt, Kristiania 1899. H. 1, S. 66.

zeigt aber, dass die Neigung des Bodens ziemlich sanft ist, während das Hauptprofil in der geraden Linie des Hauptthals anfangs eine Neigung von 50 M. in etwa 150 M. (20°) zeigt. Nachher bleibt die Tiefe etwa 850 M. lang beinahe unverändert, nur mit einer flachen Einsenkung bis zu 57 M. (60 M. in der inneren Bucht). Dann aber fällt der Boden wieder terrassenförmig neue 50 M. in 150—200 M. ab., senkt sich dann in 600 M. bis zu einer Tiefe von 143 M., die mit geringer Veränderung über eine Strecke von mehr als 1000 M. konstant bleibt.

2. *Das Längsthal.* In dieser Entfernung trifft das Fjordthal ein ausgeprägtes Längsthal, von dem besonders die nördliche Fortsetzung sehr tief und hervortretend ist. Auch im Süden mündet ein Flüsschen ein, dessen Thal unten tief ist, weiter südlich allerdings schnell ansteigt. An beiden Stellen sind ziemlich mächtige, steil auferichtete Kalksteinbänke nachgewiesen, welche die Thalbildung begünstigt haben.

Das nördliche Thal ist ferner interessant, weil es beinahe vollständig durch einen Wall von anstehendem Fels abgesperrt wird. Oberhalb desselben dürfte ehemals ein See, ein Felsenbecken, gelegen haben, das aber durch spätere Erosion entleert wurde. Es ist dieselbe Erscheinung wie die schon erwähnte, welche v. DRYGALSKI aus Grönland beschrieben hat.

Dies Längsthal übt auf die Topographie des Seegrundes eine sehr bedeutende Einwirkung aus. In einer Entfernung von nur 100 M. fällt die Tiefe 118 M., von 167 bis 285 M., und ist nach weiteren 100 M. 320 M., eine Tiefe, die nachher mit einer Variation von nur 8 M. über eine Strecke von bedeutender Länge und Breite konstant bleibt. Ganz so steil ist nur der östliche Abhang dieser Einsenkung, aber auch an den anderen Seiten sind ihre Neigungswinkel bedeutend. Im Norden fällt die Tiefe von der Laxåbucht in 200 M. von 174 bis 265 M., im Süden ebenso in 200 M. von 186 bis 306 M. Die Kurven für 300 M. Tiefe verlaufen ziemlich genau in der Verlängerung von der Ostwand der Laxåbucht und der Nordwand des inneren Sackthals; nach Süden gehen sie aber viel weiter als das letzterwähnte Thal. Hier wird die sog. Skamskjerbucht nach O und SO von einer steilen, wilden Karenwand begrenzt, aber die unterseeischen Abhänge sind dort nicht übermässig steil: eine Absenkung von 9 bis 153 M. in 300 M. Erst wo die Verlängerung der Längsthalinie getroffen wird, fällt die Tiefe schnell bis 300 M.

Die nördliche Laxåbucht ist verhältnismässig ziemlich seicht, mit wenig ausgeprägtem terrassenförmigen Fallen; die Böschung der unterseeischen Seitenabhänge ist am steilsten an der Ostseite.

3. *Die Felsenschlucht zwischen Stornäs-Solövik.* Nach der vom Längsthale hervorgerufenen Erweiterung verengert sich das Seenthal auf einmal zu einer Breite von nur etwa 300 M. Die Felsenwände sind an beiden Seiten steil, auf der Nordseite unten so gut wie senkrecht. Dass dieselbe Steilheit sich auch unter die Wasserfläche fortsetzt, geht daraus hervor, dass die Tiefe fortwährend beinahe unverändert bleibt, und in der Mitte nur zwischen 300—326 M. wechselt; an einer Stelle war sie in einer

gemessenen Entfernung von nur 100 M. vom Nordufer 310 M., was einen Fallwinkel von mindestens 72° ausmacht. Ob aber diese Kluft U-Form oder V-Form besitzt, ist auf Grund der vorhandenen Messungen einer einzigen Linie entlang nicht zu entscheiden. Auch das Profil 6 der Tafel ist nur mit Hülfe dieser einen Messung gezeichnet.

Es ist interessant, die nördliche Felsenwand in der Nähe von der Ostspitze der Verengung zu sehen. Bis zu einer bedeutenden Höhe, wenigstens 100 M. oder mehr, ist sie abgehobelt und mit langgestreckten elliptischen Vertiefungen versehen, die, wie wohl kaum zu bezweifeln ist, vom Eise gebildet worden sind. Ähnliche Bildungen sind auch von anderen Stellen beschrieben, wo die ehemaligen Gletscher wegen der topographischen Verhältnisse besonders grosse Kraft gehabt haben müssen¹.

300 M. vom Eintritt in diese Tiefschlucht erhebt sich der Boden der Lotungslinie entlang schnell auf einer Strecke von nur 100 M. von etwa 300 M. bis zu 240 M., um ebenso schnell wieder zu 310 M. zu sinken. Es scheint mir doch wahrscheinlich, dass hier eine Schwelle nur scheinbar vom inneren Vorsprung des Südufers hervorgerufen wird, dem allerdings keine über der Wasseroberfläche sichtbaren topographischen Veränderungen entsprechen.

Noch auf einer Strecke von 600 M. hält sich die Tiefe unterhalb 300 M. In der Mitte dieser Strecke wurde ein Querprofil aufgenommen². Die Böschung ist an der Nordseite etwas weniger steil als früher, an der Südseite aber von einer Tiefe von etwa 50 M. ab ebenso steil als an dem steilsten oben erwähnten Punkte. Dann folgt aber eine 200 M. breite Zone, wo die Tiefe geringer ist als 50 M. Diese bildet eine kleine, der Mündung eines unbedeutenden Baches entsprechende Bucht gegenüber den östlichsten Höfen von Solövig. Es ist offenbar eine Fortsetzung desselben Vorsprunges, den wir in der folgenden Abteilung des Thales wiederfinden werden.

4. *Die Partie zwischen Solövig und Engan.* Westlich von dem jetzt beschriebenen Teil des Thales erhebt sich der Boden plötzlich zwischen zwei Messungen (100 M.) von 305 M. bis zu 80 M. Die folgenden Messungen ergaben resp. 55, 70 und 85 M., um nachher wieder plötzlich bis zu 225 M. zu fallen.

Ich habe diese Erscheinung in meinem früheren Aufsatz erwähnt und dabei die Ansicht ausgesprochen, dass das Thal durch einen unterseeischen, vielleicht moränenartigen Wall abgesperrt sei. Diese Ansicht ist aber, wie uns ein Querprofil (N:o 5 der Tafel) zeigt, kaum richtig. Nördlich von dem Längsprofil wurde nämlich eine Tiefe von 209 M. beobachtet, und es ist wahrscheinlich, dass eine tiefe Rinne, allerdings bedeutend seichter als die früheren Tiefen von über 300 M., überall an der Nordseite eines Vorsprunges entlang hinläuft. Interessant wäre die Frage, ob dieser Vorsprung aus anstehendem Fels oder losem Material besteht.

¹ Z. B. von A. KORNERUP in *Meddelelser fr. Grönland* I: 112.

² Dies Querprofil ist auf der Tafel nicht wiedergegeben.

Für die erstere Anschauung spricht die grosse Steilheit seiner Abhänge und auch der Umstand, dass an dem südlichen Ufer die ganze Halbinsel bis nach der tief eindringenden Solövigbucht eine niedrige Terrasse mit anstehendem Fels bildet. Andererseits wäre auch die Erklärung möglich, dass der in die letzterwähnte Bucht mündende, nicht unbedeutende Bach hier allmählich ein Delta vorgeschoben hätte, und diese Erklärung trifft wahrscheinlich wenigstens teilweise zu. Die Bucht und das Flussthal liegen genau in der Richtung des Schichtenstreichens, sind aber in keiner Beziehung mit dem östlicher gelegenen Längsthal zu vergleichen und finden auch keine Fortsetzung an der Nordseite des Hauptthals. Ob Kalkstein hier ansteht, weiss ich nicht.

Westlich von der Bucht folgt wieder eine Enge, teilweise sogar wenig mehr als 200 M. breit. Der Boden steigt allmählich in 300 M. von 225 M. bis zu 111 M. an, gerade in der Verlängerung des Westufers der Solövigbucht. Die letzte Tiefe bleibt nachher nicht nur in dieser Abteilung sondern für die tiefsten Teile des ganzen westlichen Sees ziemlich konstant. Wo an einigen Stellen die Lotungen für ganz kurze Strecken Anschwellungen angeben, sind diese wohl eher als vorgeschobene Terrassen zu deuten.

5. *Die westliche Erweiterung.* Nach dieser letzterwähnten Enge erweitert sich der See zu zwei offenen, etwas mehr als kilometerbreiten Becken, verbunden durch eine kurze Verengung, wo die Breite 400 M. beträgt. Die südliche Wand ist steiler als die nördliche, und auch die unterseeischen Abhänge sind dort steiler, aber sonst bildet das ganze ein ziemlich regelmässiges Becken, wo sich die Tiefe in einem ausgedehnten Flächenraum zwischen 100 und 120 M. hält. Nach Westen zu steigt der Boden, liegt aber noch in einer Entfernung von 300 M. von dem schon oben beschriebenen *sperrenden Walle* in einer Tiefe von 47 M.

6. *Nedre Vand.* Nachdem man die von dem etwa 500 M. langen Hjengamstrome durchbrochenen, etwa 30 M. hohen Geröllwälle passiert hat, gelangt man in den letzten Teil des Thales, der den Nedre Vand-See bildet. Dieser ist breiter als irgend ein Teil von Övre Vand, ausser dem Längsthale; die Erweiterung, die eine Breite von etwa 2 Km. hervorruft, geschieht auch hier in den Richtungen des Schichtenstreichens, und die SW-liche Bucht dürfte ein typisches Längsthal sein, das auch nach NO zu eine allerdings weniger ausgeprägte Fortsetzung findet. Die Umgebungen des Sees sind von dem, was wir weiter östlich gesehen haben, nicht sehr verschieden, und besonders die südliche Wand ist steil, so dass man bedeutende Tiefen erwarten könnte. Solche existieren aber nicht. Das ganze Hauptbecken erreicht nirgends 20 M.; nur in der NW-Bucht ziemlich nahe an dem nördlichsten Moränenbogen reicht die Tiefe bis zu 26 M. Die SW-Bucht wurde nicht gelotet.

Der Boden besteht überall aus mehr oder weniger grobem Sand sowie aus Schlick und Lehm; grosse Blöcke oder Felsenboden sind nicht beobachtet. Im östlichsten Teile hat man 6 M. durch Thon mit Molluskenresten, hauptsächlich *Cyprina islandica*, gebohrt.

Die NW-Bucht ist fortwährend ein typisches Querthal, und Spuren von einer starken Eiserosion sind überall zu sehen. Eigentümlich sind langgestreckte Höhenrücken, die eine Höhe von bis zu 4 M. erreichen und in einer gegen das Schichtenstreichen beinahe senkrechten Richtung ausgezogen sind. Im Querprofil sind sie oben breiter als an der Basis; die Seiten sind unten senkrecht, oben überhängend.

Wie das Thal im Westen gegen den Skjerstadsfjord endet, wurde schon oben beschrieben.

Entstehungsweise des Seenthals. Die erste Frage, die zu beantworten ist, ehe man zur Erörterung der Bildungsweise des jetzt beschriebenen Thalbeckens übergehen kann, ist, ob man für dasselbe eine aus anstehendem Fels bestehende Schwelle anzunehmen hat oder nicht. Im ersten Moment würde man meinen, dass hier ein Beispiel von einem durch Moränenmaterial abgesperrten Thal vorliege, und sicher beweisbar ist das Gegenteil allerdings nicht. Die sperrenden Geröllwälle an den beiden Enden des Nedre Vand würden dann verschiedene Stadien im Stande des Eisrandes darstellen, und dieser See selbst, der unbedingt einst mindestens etwas tiefer gewesen ist, wäre in der Zwischenzeit von dem vom Gletscher transportierten Materiale gefüllt. Der Unterschied zwischen der jetzigen Höhe der Moränenwälle und der grössten Tiefe im Övre Vand ist etwa 360 M., was den Minimalbetrag der absoluten Schwellenhöhe ausmacht. Solche Endmoränen sind kaum sicher bekannt; die grossen neuzeeländischen Endmoränen z. B. erreichen nach v. LENDENFELD¹ nicht die Höhe von 200 M. Auch der Umstand, dass die Schwelle faktisch auch oberhalb des Wasserniveaus zu mehr als zwei Drittel ihrer Länge aus anstehendem Fels besteht, macht es wahrscheinlich, dass auch in den dazwischenliegenden Partien die losen Massen auf Felsenschwellen ruhen. Während sichere Moränenwälle von solchem Aussehen aus keinem Teil der Erde bekannt sind, ist, wie wir unten sehen werden, in eben demselben Thalsystem ein sicheres Felsenbecken von bedeutender Tiefe vorhanden, und die Ansicht gewinnt doch dadurch an Wahrscheinlichkeit, dass auch diese Seen Felsenbecken sind, und dass die Moränenwälle in nicht bekannter, wahrscheinlich aber geringerer Tiefe als diejenige des westlichen Övre-Vand-Becken (100 M.) auf den Felsenschwellen lagern.

Wie an anderer Stelle gezeigt wird, sind die Fjordbecken in ihrem jetzigen Aussehen durch Ursachen aus einer der drei Gruppen: direkte Erosion, Spaltenverwerfungen oder unregelmässige Bewegungen der Erdkruste anderer Art zu erklären. An die letzte Gruppe von Erscheinungen ist wohl hier kaum zu denken. Die verhältnismässig schmale Schwelle, die das Seebecken von dem tieferen Teile des Fjordes trennt, wäre höchstens durch eine intensive Faltung des Gesteinsgrundes erklärlich, aber eine solche Faltung ist hier äusserst unwahrscheinlich. Leichter würde sich denken lassen, dass wenigstens das einfache, tiefe Hauptbecken des mittleren Övre Vand durch Verwerfungen gebildet wäre. Aber auch dies

¹ Australische Reise (1892) S. 242.

halte ich für sehr unwahrscheinlich, erstens weil von diesen Verwerfungen weder im Thale selbst noch an seinen Enden Spuren nachgewiesen worden sind; ferner weil es doch ein merkwürdiger Zufall wäre, wenn ein solches gesunkenes Gebiet über eine so weite Strecke genau dem Streichen eines einzigen, weichen Gesteinslagers folgen sollte, endlich weil die Form von diesem Teile des Beckens dieser Annahme widerspricht, besonders die oben unter 3) beschriebene, äusserst tiefe und steilwandige Fortsetzung des Hauptbeckens. Dagegen wird die Erklärung leicht, wenn man für dieselbe eine starke Eiserosion zu Hülfe nehmen kann. Die primären Thäler, in den westlichen Gegenden vielleicht bedeutend tiefer als die jetzige Wasseroberfläche, waren z. T. Längsthäler, welche besonders dort grosse Ausbildung erreichten, wo sie steil aufgerichteten Karbonatlagern folgen konnten, z. T. waren sie an ein stark ausgeprägtes ost-westliches Klüftensystem gebunden. Es ist ja übrigens gut denkbar, dass hier ursprünglich eine tiefgehende Spalte vorhanden gewesen sei. Während der Eiszeit haben sich ausserordentlich mächtige Gletscher aus dem Hauptlängsthal in das Querthal bewegt. Eine allmählich stärkere Erosion wurde da, wo sich diese beiden Thalsysteme kreuzen, bedeutend vermehrt. Bis zu welchem Grade dieselbe durch echte Karenbildung an der SO-Seite des entstandenen Beckens verstärkt wurde, ist schwer zu entscheiden. Jedenfalls haben die ganzen Eismassen ihren Abfluss durch das Querthal gefunden und dabei besonders in dem ersten Teil, wo das Thal noch sehr eng war, dieselbe starke Erosion fortgesetzt. Weiter westlich nahm dieselbe schnell ab, aber es ist schwer, die Ursachen dazu bis in die Einzelheiten zu verfolgen, so lange wir nur die jetzige Bodengestaltung, nicht den Felsengrund selbst, kennen.

Östlich von dem erwähnten Längsthal, dessen Gletschermassen zu der jetzigen Beckenform die erste Veranlassung gaben, haben sich andere, kleinere Gletscher in dem Kluft- oder Spaltenthal ein etwa 2500 M. langes Sackthal rückwärts erodiert, konnten aber dabei nicht dieselbe Tiefe erreichen wie das Hauptbecken, gegen das dies Thal mit einer beinahe 150 M. hohen, steilen Wand abstürzt.

Das Thal des Langvandflusses.

Über eine Strecke von etwa 13 Km. fliesst von dem unten zu beschreibenden Langvandsee nach dem oberen Ende des Övre Vand in einem tiefen Thal ein besonders im Frühling, aber auch in anderen Jahreszeiten sehr bedeutender Fluss. Das Fallen beträgt auf der erwähnten Strecke etwa 130 M., d. h. durchschnittlich 1 : 100. Von diesen 130 M. kommen aber etwa 65 M. auf die untersten, 15 M. auf die folgenden und 40 M. auf die nächsten 3 Km., während nur 10 M. auf die 4 Km. des obersten Flusslaufes fallen.

Die Topographie und Geologie der Thalabhänge sind leider nicht gut bekannt. Immerhin bietet das Studium dieses Thals einige interessante Gesichtspunkte. Es zerfällt in zwei etwa gleichlange Teile, von denen der obere fast genau in der Fortsetzung des westlichen Langvandsees und

parallel den oben beschriebenen Fjordseen in ost-westlicher Richtung, der untere dagegen im grossen gesehen beinahe senkrecht dagegen von Süden nach Norden läuft. Wie wir auch schon oben gesehen haben, ist das Thal also nicht eine Fortsetzung von Övre Vand, sondern die untersten 1500 M. sind sogar ein typisches Längsthal, parallel den übrigen westlicher gelegenen Längsthälern, das das Seebecken ausserdem etwas westlich von seinem inneren Ende trifft.

Was die beiden übrigen Teile dieses Thales betrifft, ist es kaum zu bezweifeln, dass die obere Strecke denselben Ursachen ihre Entstehung und Lage zu verdanken hat wie das Langvandbecken selbst. Die centrale Strecke hat dagegen einen unregelmässigeren Verlauf, als dies bei den grösseren Thälern dieser Gegend sonst gewöhnlich der Fall ist, und bedarf zu ihrer Erklärung eines näheren Studiums. Dass sie vielleicht auch hier mit Kluftspalten in Verbindung steht, wird dadurch angedeutet, dass weiter östlich eine deutliche Verklüftungsrichtung in etwa derselben Direction zu der Bildung bedeutender Thäler Anlass gegeben hat.

Auf der Nordseite des Flusslaufes habe ich einige topographisch-geologische Beobachtungen gemacht. Die von der Biegung des Flusses umschlossene halbinselförmige Bergspartie ist, grob gesehen, als ein von Felsenwänden umgebenes, an der Nordseite von einer hohen Felsenwand begrenztes Terrassenplateau zu betrachten, durch welches das jetzige Thal 60—120 M. eingeschnitten ist¹. Obschon ich keine Schrammen auffinden konnte, zeigen doch alle Einzelheiten der Topographie, dass dies Plateau einst das Bett eines grossen Gletschers gewesen ist, während das untere Thal entweder damals nicht existierte, oder doch aus anderen Gründen keine Spuren von Eisbewegung zeigte. Die Erscheinung ist in Gebirgsgegenden häufig; wir werden sie auch in Alaska wiederfinden.

Das Gestein besteht im Osten und im NW aus Schiefer, während in der Nähe der Biegung eine mächtige Linse von Granit auftritt.

Eine sichere Erklärung von der Umbiegung des Thals zu geben, ist unmöglich, ohne dass geologische Untersuchungen auch auf der Süd- und Westseite ausgeführt werden. Zwei Möglichkeiten scheinen aber zunächst vorzuliegen. Wie man auf der Karte findet, würde eine gerade Linie zwischen dem Anfang und der Mündung des Stromes fast genau in der Verlängerung des Langvandsees liegen. Entweder hat der obenerwähnte, harte und wenig verklüftete Granit das ganze Thal zu einer Umbiegung nach Südwesten gezwungen. Oder man kann auch denken, dass die sehr schwache Abbiegung des östlichen Teiles durch andere Ursachen, eine geringe Veränderung der Zerklüftungsrichtung oder ähnliches, hervorgerufen wurde, dass aber westlich von dem schon bekannten andere Granitmassive auftreten, welche zu der Bildung des nord-südlichen Durchbruchsthal durch die weicheren Schiefergesteine Anlass gegeben haben.

Auf einige Beobachtungen über die Profillinie des anstehenden Felsens in diesem Thalsystem kommen wir unten zurück.

¹ Vergl. das Bild Fig. 3. S. 179.

Der Langvandsee.

Der Langvandsee erstreckt sich in etwa N 55° W 11 Km. und besitzt auf dieser Strecke eine durchschnittliche Breite von 5—600 M. Etwa in der Mitte macht der See und besonders sein südliches Ufer eine geringe Biegung nach Norden und zerfällt dadurch genau genommen in zwei getrennte Becken, deren Hauptrichtungen jedoch ziemlich gleich sind. Die mittlere Höhe des Sees über der Meeresfläche ist 134,5 M.; seine grösste Tiefe, 91 M., ist nicht viel kleiner und jedenfalls im Verhältnis zur Breite recht bedeutend. Der See ist typisch für eine Gruppe von langen, schmalen und tiefen, fjordähnlichen Seen, die aber nicht direkt mit Fjorden in Verbindung stehen. Durch die oben erwähnten Untersuchungen ist sowohl er selbst als seine Umgebungen genau bekannt, und er eignet sich deshalb in vorzüglichem Grade zum Studium über die Entstehung derartiger Becken.

Topographie der Umgegend. Die Topographie dieser Gegend kennt man durch die im Massstab 1:20,000 aufgenommene Karte von KJELLSTRÖM, nach welcher die überseeischen Teile der Querprofile II: 1—4 auf der Tafel gezeichnet sind. Die Abhänge sind fast überall bis zu einer Höhe von 5—600 M. über der Oberfläche des Sees steil mit einer Neigung von 25—30°, die aber allerdings stufenweise stark wechselt, ohne dass es je zur Bildung echter Terrassen kommt. Die einzige Ausnahme liegt an der Südseite des westlichen Seenteiles, wo man 200 M. über dem See eine nicht unbedeutende Ebene hat (Furuhaugen). Weiter oben liegen die Höhenkurven entfernter, und das Land hebt sich allmählich bis zum Fuss der Hochgebirgspitzen, die in dem 1830 M. hohen Sulitelma gipfeln. Eine grössere Gesetzmässigkeit findet man aber in diesen Verhältnissen nicht.

Die Zuflüsse, die von den Seiten hineintreten, sind z. Teil nicht unbedeutend, ihre Täler sind aber nie sehr markiert, und sie bilden alle hohe Wasserfälle über die Seitenabhänge. Das einzige bedeutende Thal stösst gerade am südöstlichsten Ende etwa rechtwinkelig von SSW zu. Aber auch hier fällt der Balmi-Fluss in den letzten 1500 M. in grossartigen Wasserfällen 170 M., und auch weiter oben ist die Steigung eine rasche, so dass auch ungeachtet der ausgesprochenen Thalform, mit steilen Wänden in einiger Entfernung, von einer Fortsetzung des Hauptthals in dieser Richtung keine Rede sein kann.

Letzteres endet dagegen ziemlich schroff gegen eine Felsenwand, die beinahe ebenso steil wie die Seitenabhänge zu Spitzen von etwa 900 M. ü. d. Meere ansteigt. Die steile, nördliche Thalwand kann allerdings meilenweit östlich verfolgt werden und bildet auch den Nordabhang des grossen Lommijauresees, der 580 M. über dem Langvandsee liegt. Aber der Fluss, der die beiden verbindet, bildet in seinen letzten 2 Km. einen unabgebrochenen Wasserfall von 460 M. Höhe, so dass hier noch weniger als im Balmithale von einer Fortsetzung des Hauptthals die Rede ist.

Eine solche existiert jedoch, allerdings wenig ausgesprochen. Der kleine Valfojokk-Bach läuft in seinen untersten 2 Km. in einer canyonartigen Kluft mit steilen Wänden, die zuweilen eine Höhe von 50—80 M. erreichen, und diese Kluft liegt genau in der Fortsetzung vom Südufer des Sees. Der Abstieg ist auch hier steil, 270 M. in 1500 M., geschieht aber stufenweise, und das unten verhältnismässig flache Thal endet in einiger Entfernung gegen eine hohe senkrechte Wand, um oberhalb derselben wieder verfolgbar zu sein.

Obschon das Seebecken seinem ganzen Aussehen nach sehr fjord-ähnlich ist, unterscheidet es sich doch von den meisten Fjorden von entsprechender Breite dadurch, dass die Abhänge etwas weniger steil und durch die Abwesenheit aller Seitenthäler einförmiger sind.



Fig. 2. Die begrenzende Wand am östlichen Ende des Langvand-Sees, von der Mündung des Giken-Flusses gesehen (rechts das Valfojokk-Thal).

Geologie der Umgegend. Unsere Kenntnis der Geologie dieser Gegend verdanken wir in erster Linie den schon citierten Arbeiten von HJALMAR SJÖGREN. Es sind lagerförmige Gesteine, die, wie zuerst VOGT hervorgehoben hat, einen »hyperbolischen Paraboloid« bilden, d. h. sie fallen östlich und westlich vom See flach gegen denselben ein, während sie im Querprofil einen flachen Sattel bilden, in dessen Kammlinie das Seenthäl eingesenkt liegt. Wie Querprofile auf der Nord- und Südseite des Thals gezeigt haben, liegen auf beiden Seiten dieselben Gesteine, und zwar unten weicher »Sulitelma«-schiefer mit zwei grossen und sehr weit verfolg-
baren Einlagerungen von Eruptivmaterial: unten Gabbro und Amphibolitgesteine, an welche die Kupfererze gebunden sind, und dann Granit¹; ferner kommen schwarze Schiefer mit Quarzit und endlich Kalkglimmerschiefer. Die ersterwähnte, anfangs wenig mächtige Einlagerung schwillt

¹ Vergl. ausser den citierten Werken O. NORDENSKJÖLD, dies Bulletin II (1894): 118.

nach Osten zu einer mindestens 10 Km. mächtigen Linse von Olivin-gabbro aus, die auf das Streichen der umgebenden Schiefergesteine grosse Einwirkung ausübt. Geht man dagegen von dem östlichen Ende des Sees nach Osten, trifft man immer ältere Ablagerungen, und zwar zuerst den gewöhnlichen normalen Sulitelmaschiefer mit zahlreichen linsenförmigen Einlagerungen von Amphiboliten und Porphyriten. Diese streichen alle anfangs einförmig nach etwa N 30° O, biegen aber, wo sie die Verlängerung des Seebeckens erreichen, scharf nach Osten ab. Diese Umbiegung ebenso wie die sonstigen verwickelten tektonischen Verhältnisse dieser Gegend sind wahrscheinlich von der Einwirkung abhängig, welche die grossen Erup-tivlinsen bei den Faltungsprozessen ausgeübt haben.

Interessant ist nun, dass trotz den langjährigen, sorgfältigen Beobachtungen in dieser Gegend nie eine sichere Verwerfung beobachtet worden ist. Trotzdem ist es nicht möglich direkt zu beweisen, dass nicht von den beiden Seiten des Seethals die eine gegen die andere ein klein wenig verschoben sein könnte. Von dieser Verschiebung würde man aber dann in der Verlängerung des Sees Spuren erwarten. Es fiel mir nun auf der Karte von SJÖGREN auf, dass dort, wo in der Verlängerung des Seethals, wie oben erwähnt, die unteren Sulitelmaschiefer nach Osten umbiegen, nur die unteren Amphiboliteinlagerungen an dieser Umbiegung teilnehmen, während die westlichen, höher gelegenen plötzlich auf einmal alle aufhören eben da, wo sie das Valfojokk-Thal treffen. Auf der Karte betrachtet, sieht dies sehr verwerfungsähnlich aus. Deshalb habe ich dem Studium dieser Gegend einige Tage gewidmet und konnte dabei konstatieren, erstens dass die eingelagerten Linsen nicht so plötzlich aufhören, wie die Karte zeigt, sondern dass sie zuweilen auch ein wenig nördlich vom Valfojokkthal auftreten; ferner dass ihr Aufhören z. Teil scheinbar ist und darauf beruht, dass sie weiter nördlich von jüngeren Gesteinen bedeckt werden, und endlich dass keine Verwerfungen beobachtet werden können, sondern dass in der Kluft, die in erster Linie der Verwerfungsspalte entsprechen sollte, Einlagerungen, die an einer Seite in der senkrechten Wand zu sehen sind, auch an der anderen Seite in ganz derselben Höhe auftreten.

Wenn also nun Verwerfungen fehlen, so zeigt uns dagegen die Arbeit von SJÖGREN, dass in der ganzen Gegend eine ausgeprägte Verklüftung vorhanden ist, und zwar folgen die Kluftpläne besonders zwei Richtungen, von denen die eine zwischen N 50—70° W wechselt, die andere etwa N 30° O beträgt. Die Diaklasen wechseln nur an Deutlichkeit, nicht an Richtung, je nach der Beschaffenheit des umgebenden Gesteins, und treten auch in den Gabbrogesteinen auf. Ihre Mächtigkeit beträgt mindestens 0.001 von derjenigen der Gesteinsmasse. Es wird besonders hervorgehoben, dass nach ihren beiden erwähnten Hauptrichtungen alle Thäler der Gegend, darunter auch dasjenige des Langvandsbeckens, orientirt sind¹.

Topographie des Seebeckens. Um die Tiefenverhältnisse des Langvandssees zu studieren, habe ich über 1000 Messungen zur Verfügung ge-

¹ SJÖGREN, Geol. Fören. Förh. XVIII: 374.

habt, welche für die Konstruktion der Spezialkarte gebraucht worden sind¹. Diese Karte nebst den Profilen zeigt deutlich die Topographie des Sees. Abgesehen von unbedeutenden Einsenkungen, liegen drei oder richtiger vier getrennte Becken vor, von denen das östliche eine höchste Tiefe von 48 M. erreicht, mit verhältnismässig wenig steilen Abhängen im Längsprofil, während das Querprofil durch die steilen Seitenabhängen und den in der Mitte ganz flachen Boden interessant ist (Querprofil 4). Durch einen teilweise aus dem Wasser emporragenden Rücken, dessen höchste Tiefe 9 M. beträgt, wird es von dem etwa 4 Km. langen, sehr regelmässigen Hauptbecken getrennt. Der erwähnte Rücken fällt mit einer ausgeprägten Terrasse schnell bis zu einer Tiefe von etwa 70 M., eine Tiefe, die nachher allmählich mit kleinen Undulationen bis zu 84 M. steigt. Zu dieser Tiefe fällt besonders der nördliche Seitenabhäng ziemlich steil (Querprofil 3).

Die grösste Tiefe des Sees, 91 M., liegt in dieser Abteilung etwas unregelmässig am westlichen Ende, von Tiefen von nur etwa 65 M. umgeben. Es dürfte aber doch kaum Grund vorliegen, an der Richtigkeit der Messung zu zweifeln.

Der trennende Rücken hat hier eine Tiefe von höchstens 11 M. Er liegt ziemlich genau dort, wo der See seine Biegung macht und wo seine Breite nur 300 M. ist, kaum 200 M. von der Mündung des Rupsijokk-Flusses entfernt. Obschon es nicht wahrscheinlich erscheint, ist es doch möglich, dass er mindestens teilweise von den Schuttmassen dieses Flusses gebildet wäre.

Das dritte Becken senkt sich ganz regelmässig bis zu 61 M., um sich wieder zu einem Rücken zu erheben, dessen Kammlinie zwischen 11 und 20 M. unter der Wasseroberfläche liegt. Auch hier trifft man den Rücken der Mündung des nicht unbedeutenden Willum-Baches gegenüber. Von ihm senkt sich der Boden wieder, aber nur bis zu 30 M., dabei ein viertes Becken bildend.

Aus dem westlichsten Teile des Sees liegen mir nur sehr wenige Messungen vor. Es scheint dass derselbe hier überall seicht ist, obschon die Möglichkeit nicht ausgeschlossen ist, dass noch eine tiefere Einsenkung existiert. Der Fluss selbst, der anfangs breit und ziemlich ruhig ist, besitzt eine Tiefe, die meistens zwischen 1,5 und 4 M. wechselt, zuweilen aber 9 M. erreicht.

Bildungsgeschichte des Langvandsbeckens. Wie gezeigt worden ist, zerfällt der Landvandsee in mehrere getrennte Becken. Ebenso wenig wie sonst, wo es sich um unterseeische Rücken handelt, ist es hier möglich, sicher zu entscheiden, ob dieselben aus anstehendem Fels bestehen. Um deshalb zu ermitteln, ob der See ein echtes Becken ist, muss man seine Umgebungen und das Thal seines Abflusses näher untersuchen.

Was den Seitenabhängen betrifft, zeigt schon der erste Blick, dass der See niemals einen Abfluss an anderer Stelle als der jetzigen gehabt haben

¹ Diese Messungen, die sich auf die verschiedenen Teile des Sees etwas ungleichförmig verteilen, wurden nach Angabe hauptsächlich im Winter auf dem Eise gemacht.

kann, dessen Boden mit den tieferen Teilen des Sees oder auch gar mit seiner jetzigen Oberfläche in der gleichen Höhe gelegen hat. An seiner ganzen Nordseite kann man eine vollständig zusammenhängende Felsenmauer verfolgen, die an ihrem Ost-Ende nach Süden umbiegt, und über welche die Flüsse Wasserfälle bilden. Dasselbe gilt an der Südseite wenigstens vom Balmi-Thal bis zum Willum-Bach. Dass jenes Thal nicht einen früheren Auslauf repräsentiert, ist vollständig sicher. Erstens steigt es ohne Abzweigungen allmählich zu einer Höhe von 800 M. oder mehr an; ferner



Fig. 3. Bild aus dem Thal des Langvand-Flusses.

kann man auch in seinem untersten Lauf bei genauerem Nachsehen den anstehenden Felsen fast Schritt für Schritt verfolgen. Eher liesse sich denken, dass das Willum-Thal einst, als die Seefläche um 250 bis 300 M. höher lag als jetzt, den Abfluss des Sees bis wo jetzt das Thal des Langvandflusses seine grosse Umbiegung nach Norden macht (vergl. oben), gebildet haben könnte. Aber auch hier liegt die jetzige Wasserscheide mehr als 350 M. über der Seefläche, und anstehender Fels tritt überall zu Tage Ein 450 M. tiefer, schutterfüllter Abflusskanal ist an dieser Stelle nicht denkbar.

Als die einzige Stelle, wo ein solcher älterer Ablauf denkbar wäre, bleibt also nur das Thal des jetzigen Ablaufsflusses übrig. Schon etwa 10

M. niedriger als die jetzige Seefläche, 70—80 M. höher als der tiefste Seeboden, fängt der Fluss an, Wasserfälle zu bilden, die über anstehenden Fels laufen und von denen sich senkrechte Felsenwälle etwa 50 M. hoch erheben. Oberhalb dieser Wälle trifft man aber das schon erwähnte Terrassenplateau, und die Möglichkeit wäre denkbar, dass hier ein älteres Flussthäl von Schutt, z. B. von glazialer Entstehung, ausgefüllt worden wäre. Das ist aber nicht der Fall. Ein solches Thäl, das um mit seinem Boden die tiefste Stelle des Sees zu erreichen von dieser Höhe ab eine Tiefe von mindestens 150 M. haben sollte, müsste doch eine obere Breite von wenigstens 3—400 M. besitzen. Ich konnte mich jedoch in mehreren Profilen auf der Nordseite überzeugen, dass es dort keine so breite bedeckte Strecke giebt. Die Südseite habe ich nicht untersucht, aber man kann dort schon aus der Ferne mehrere hundert M. hohe Wasserfälle beobachten, deren Boden überall anstehender Fels ist.

Unter solchen Umständen kann es als bewiesen gelten, dass der Langvandsee ein Felsenbecken ist, dessen Boden mindestens 70 M. unter dem Thalriegel liegt.

Bei einer genetischen Untersuchung müssen wir den Ursachen der Thalbildung und der Beckenbildung getrennt nachforschen, da es ja wahrscheinlich ist, dass das beinahe 1000 M. tiefe Thäl für seine Entstehung andere Kräfte in Anspruch genommen hat als das nur etwa 70 M. tiefe Becken.

Die denkbaren Ursachen der Thal- und Beckenbildung lassen sich unter den früher erwähnten drei Gruppen zusammenfassen: eigentliche Erosion, Spaltenverwerfungen und unregelmässige Bewegungen der Erdkruste, die nicht Verwerfungen sind.

Es ist nun in der That deutlich, dass die oberen Teile des Thals direkt durch Erosion, wahrscheinlich durch fliessendes Wasser, gebildet worden sind. Die Erosion folgte einer allerdings sehr flachen Sattellinie und anfangs auch, wie es scheint, der Südseite einer starken Anschwellung der grossen Granitlinse. Neben diesen Ursachen ist wohl auch die Verklüftung für die Richtung und Lage des Thals bestimmend gewesen.

Wie wir oben gesehen haben, sind in der Gegend keine Verwerfungen angetroffen, und es ist überhaupt die wichtigste Seite der vorliegenden Untersuchung, dass sie in einer Gegend angestellt wurde, wo auch diese negative Beobachtung hinreichend gut begründet ist, um gelten zu dürfen. Es ist indessen deutlich, dass gerade dort, wo jetzt der See liegt, eine tiefe und ausgeprägte Verklüftungszone existiert hat, und dass sogar offene Spalten vorgekommen sein können, deuten die Verhältnisse der östlichen Wand an. Sogar wenn eine unbedeutende Verschiebung der Felsenpartien an beiden Seiten dieser Zone stattgefunden hätte, so wäre dieselbe kaum für die Beckenbildung von direkter Bedeutung gewesen, denn dass keine Grabsenkung vorliegt, lehrt uns die Untersuchung sämtlicher Ufer des Sees deutlich.

Dagegen ist es begreiflich, dass die Erosion in allen Formen eben

in dieser Zone der Schwäche grosse Dimensionen annehmen konnte. Durch die Erosion des strömenden Wassers ist das Thal entstanden, aber das Becken konnte, wenn es überhaupt durch Erosion gebildet ist, nur unter Mitwirkung des strömenden Eises entstehen. In der That wird seine Bildung in solcher Weise leicht erklärlich. Die grossartigen Gletscher des Sulitelmakomplexes vereinigten sich an seinem östlichen Ende mit den vielleicht beinahe ebenso grossen, die durch das Balmithal hinströmten, und erst westlich von dem Punkte, wo sie sich vereinigten, ist in dem schon früher existierenden Thale das Becken entstanden.

Die einzige weitere Möglichkeit einer Erklärung findet man in der Annahme unregelmässiger Krustenbewegungen, d. h. entweder eines ganz jungen Faltenauftriebs am westlichen Ende des Sees, oder einer Eindrückung der Gesteine seinen Körper entlang. Für eine solche Annahme könnte die schon erwähnte eigentümliche Muldenform der Gesteinslager, im Längsprofil des Sees betrachtet, sprechen. Die Bewegungen selbst würden eventuell durch die ungleichförmige Eisbelastung hervorgerufen sein. Diese Annahme erscheint deshalb unwahrscheinlich, weil eine solche ganz lokale, nach Osten und Westen plötzlich aufhörende Eindrückung vollständig unerklärlich ist. Aber auch die Annahme eines Faltenauftriebs ist keineswegs wahrscheinlicher. Auch dieser Auftrieb müsste lokal sein, denn in den entsprechenden nördlicher und südlicher belegenen Thälern existieren keine Seen, welche direkt mit dem vorliegenden verglichen werden können, und auch die Existenz einer solchen Flexur 20 Km. von der Thalmündung erscheint ganz unverständlich.

Wenn man also nicht eine Plasticität der Erdkruste annehmen will, wie sie unter ähnlichen Umständen sonst nirgends in demselben Masse bekannt ist, wird man zu der Annahme genötigt, dass das Seebecken am Boden eines früher existierenden Thals durch Erosion mittelst strömenden Gletschereises an einer Stelle gebildet worden ist, wo sich zwei bedeutende Gletscher vereinigten, und wo die Erosion durch starke und tiefgehende Zerklüftung erleichtert wurde.

Wenn die unterseeischen trennenden Rücken aus anstehendem Fels bestehen, wäre für sie dieselbe Erklärung anzunehmen.

Ein Vergleich zwischen der Grösse vom Betrag der Wasser- und der Gletschererosion lässt sich allerdings ausführen, würde aber so unsichere Resultate ergeben, dass wir hier nur auf die topographische Karte verweisen.

Die höheren Gebirgsseen und die östlichen Randseen.

Auf den umgebenden höheren Gebirgsterrassen findet sich eine Unzahl von kleinen Seen, im Gebiete der KJELLSTRÖM'schen Karte nicht weniger als 25, deren Längenausdehnung zwischen 500 und 3500 M. wechselt. Die meisten von ihnen zeigen ganz unregelmässige Begrenzung und sind wahrscheinlich als wenig tiefe Felsenbecken aufzufassen.

Grösseres Interesse bieten die Seen, welche in den höher gelegenen Teilen der bedeutendsten thalförmigen Einsenkungen dieses Gebirgslandes

vorkommen. Leider sind ihre Tiefenverhältnisse an keiner Stelle bekannt und hier wollen wir nur den Lommijaur-See erwähnen, der sich 580 M. über der Wasseroberfläche des Langvands in der genauen Verlängerung dieses Sees 6 oder, wenn man seine obere, nur 7 M. höher gelegene Fortsetzung mitrechnet, über 10 Km. ausdehnt und eine Breite von über 2 Km. besitzt. Diese im Verhältnis zu der Länge bedeutende Breite ist für die oberen Seen charakteristisch. Wahrscheinlich sind sie auch relativ seichter. Diese Eigenschaften hängen damit zusammen, dass die ganze Thalform dort oberflächlich breiter und flacher ist. Nur in engen und scharf begrenzten Thälern konnte das Eis die langen und tiefen Becken aushöhlen, die wir in den Fjorden und den Seen vom Langvand-Typus wiederfinden.

Übrigens sind diese Seen sehr wenig bekannt, und es wäre von grossem Interesse, auch einige von denselben einer näheren Untersuchung unterziehen zu können.

Auf der schwedischen Seite, östlich von der Wasserscheide, sind die Verhältnisse den jetzt beschriebenen in vielen Beziehungen ähnlich. Oben auf dem Gebirgsrücken liegen unregelmässig begrenzte Seen, deren Tiefe bisher in keinem Falle erforscht worden ist. Weiter östlich, wo die Flusstäler besser ausgeprägt werden, machen diese z. Teil einem grossartigen System sehr langer und schmaler Randseen Platz, deren östliches Ende auf einer Strecke von etwa 600 Km. in beinahe gerader Linie liegt. Leider ist die Topographie und Geologie auch der meisten von diesen Seen bisher nicht näher bekannt, aber es scheint, dass sie in dieser Beziehung dem Langvandsee ähneln, sowohl an Tiefe als auch daran, dass sie dem Schichtenstreichen folgen oder jedenfalls zu dem Gebirgstechnon in inniger Beziehung stehen. So lange man noch glaubte, dass sie nie sehr tief wären, war man wohl häufig zu der Ansicht geneigt, dass sie durch Gletscherschutt abgedämmt seien, zumal seitdem HÖGBOM dies für einige jämtländische Seen teils bewiesen, teils wahrscheinlich gemacht hatte. Letztere hat AHLENIUS¹ gezeigt, dass einer von diesen Seen, den er untersucht hatte, sogar die Tiefe von über 200 M. erreicht, und damit fällt die auch schon früher zweifelhafte Wahrscheinlichkeit der erwähnten Annahme als eine allgemeine Erklärung betrachtet. Zur Zeit ist es nicht möglich die Bildung dieser Seen sicher zu erklären, aber hoffentlich lassen weitere Untersuchungen nicht lange auf sich warten.

Allgemeine Bemerkungen über die westskandinavischen Fjorde.

Fjorde oder Einbuchtungen, welche den Fjorden sehr nahe stehen, findet man längs der ganzen norwegischen Küste sowie noch am nördlichsten Teile der schwedischen Westküste etwa bis Göteborg südlich vom 58:sten Parallelkreis, eine Gesamtstrecke von etwa 2800 Km. Ausserordentlich zahlreich und so gut ausgebildet, dass man eigentlich keine

¹ In einer Mitteilung, die in dieser Nummer des Bulletins erscheinen soll.

ebiet vor den anderen den Vorrang einräumen kann, sind sie der ganzen fernen Westküste entlang; dagegen werden sie, wo die Küste nach Osten umbiegt, sowohl im Norden als im Süden weniger zahlreich und hervortretend.

Die auf dieser grossen Strecke auftretenden fjordartigen Bildungen sind von einander ihren Eigenschaften nach häufig sehr verschieden. Bisher ist nie ein Versuch gemacht worden, die Fjorde von wissenschaftlichen Gesichtspunkten aus einzuteilen. Eine solche Einteilung lässt sich auch schwerlich durchführen, ehe man von den Fjorden eine genauere Kenntnis gewinnt, als das sogar in Skandinavien noch der Fall ist. Indessen dürften die folgenden Bemerkungen von Interesse sein, wenn auch nur als Anregung zu weiteren Arbeiten.

Durch eigene Reisen kenne ich die Fjorde hauptsächlich nur von der Strecke zwischen dem Trondhjems- und dem Saltenfjord. Für die sonstigen Studien habe ich hauptsächlich die norwegischen¹ Seekarten benutzt. Leider sind solche Karten bisher nicht gerade für die inneren, interessantesten Teile der meisten grösseren Fjorde, und dieser Mangel lässt sich durch nichts ersetzen. Andererseits sind besonders die neuesten Karten und viele von den Karten der äusseren Schärenzone, die sowohl für den Fischfang als für die Fahrtrafik von grosser Bedeutung ist, für derartige Zwecke vorzüglich.

Zur Einteilung der Fjorde eignet sich die geographische Lage keineswegs als erstes Princip. Fjorde von ganz verschiedenen Typen stehen häufig in derselben Gegend zusammen. Vielmehr muss man schon von Anfang an mehrere verschiedene Einteilungsgründe neben einander benutzen. Wir werden dabei im folgenden sehen, dass die Fjorde ihrer Formbegrenzung und ihren Tiefenverhältnissen nach aufs innigste sowohl von der Topographie und den Reliefverhältnissen als auch von der geologischen Beschaffenheit ihrer Umgebungen abhängig sind. Von diesen Gesichtspunkten aus könnte man die westskandinavischen Fjordbildungen in folgender Weise einteilen:

A. *Beckenförmige Einsenkungen der untermeerischen Küstentafel.*

B. *Fjorde der Gebirgsgegenden.*

I. *Fjorde der Faltungszone.*

1. *Radialfjorde.*

- a) Das Fjordthal läuft dem Streichen parallel.
- b) » » überquert die Streichrichtung.
- c) Fjorde in massigen Gesteinen.

2. *Parallelfjorde und -strassen (Kanäle).*

II. *Fjorde in Gegenden mit wenig metamorphosierten, bankförmig lagernden Gesteinen (Finmarktypus).*

C. *Fjorde des niedrigen Rumpflandes.*

¹ Für die kurze schwedische Strecke die schwedischen.

A. Beckenförmige Einsenkungen der untermeerischen Küstentafel.

Wie allgemein bekannt und ausserdem aus jeder grösseren hydrographischen Karte zu ersehen ist, ist der skandinavischen Halbinsel ein wenig tiefes, unterseeisches Plateau vorgelagert, so dass man den Kontinentabhang bei einer Tiefe von etwa 300 M. meistens erst in einer Entfernung von 200 Km. oder mehr erreicht; im Süden ist übrigens die ganze Nordsee zwischen Norwegen und Grossbritannien mit den Shetlands-Inseln noch bedeutend seichter. Aber in dieser Tafel haben die Lotungen eine Menge von unterseeischen Becken nachgewiesen, immer in unmittelbarer Nähe der Küstenlinie belegen, deren Entstehung in jeder Beziehung rätselhaft ist. Es ist sehr zweifelhaft, ob man sie mit den Fjordbildungen zusammenstellen soll; da sie aber zuweilen mit diesen bedeutende Analogien zeigen, wollen wir sie hier kurz erwähnen.

Ausser ganz unregelmässigen Einsenkungen, die sich jeder Deutung entziehen, findet man beinahe überall an der norwegischen Küste entlang, wenigstens im Gebiet zwischen dem Sognefjord, d. h. der Gegend, wo die sog. norwegische Rinne die Küste verlässt, und dem Westfjord, in unmittelbarer Nähe der Küste, häufig teilweise zwischen den äussersten Schären, eine unregelmässige, schmale und tiefe Rinne, die hauptsächlich aus einer Reihe voneinander getrennter, meistens länglicher aber sonst sehr unregelmässig begrenzter Becken besteht. Oft liegen mehrere dieser Becken in einer verhältnismässig breiter Zone neben einander. Beispiele von diesen Einsenkungen sieht man z. B. nördlich vom Trondhjemsfjord und ausserhalb der Ranen- und Saltenfjorde; ferner findet man dieselbe Erscheinung, obschon etwas verwickelt, in der (auf der Karte Fig. 4 wiedergegebenen) Gegend von Bredsund¹.

Diese Karte zeigt aber auch eine andere Erscheinung. Die länglichen Rinnen weisen häufig eine Tendenz auf nach aussen abzuzweigen, wobei die Querrinnen oft weniger tief sind. Ferner findet man bei den Fjorden nicht selten deutlich markierte, rinnenförmige Fortsetzungen, die sich meistens mit den Längsrinnen vereinigen, viel seltener aber dieselben überqueren. Das schönste bis jetzt bekannte Beispiel einer solchen unterseeischen Fortsetzung eines Fjords bildet die Bredsundstiefe, die auf der Karte Fig. 4 zu sehen ist. Überhaupt erinnert diese Gegend stark an eine gesenkte Fjordlandschaft; nur sind hier, wie immer, die Gegensätze in den Tiefenverhältnissen viel geringer als in den angrenzenden Fjordgegenden. Insofern erinnern sie allerdings an die Fjorde in Maine und in Bohuslän, die mit der abnehmenden Höhe der Berge seichter werden. Dennoch unterscheiden sich diese Einsenkungen von den echten Fjorden durch ihre häufige Parallelität der Küstenlinie, und wir wollen uns hier jeder Äusserung über ihre Entstehung enthalten, zumal da es vorläufig unmöglich ist, ihre ursprünglichen Formen festzustellen.

¹ Vergl. auch die Karte von CHR. SANDLER in P. M. 1890.

Jedenfalls bildet auch die bis zu 160 Faden tiefe Bredsundsrinne keinen flussähnlichen Ablauf der viel tieferen Stor- und Jöringfjorde, da ihre äussere Zunge von einer höchstens nur etwa 55 Fad. oder für die breitere südliche Zunge etwa 95 Faden tiefen Tafel umgeben ist.

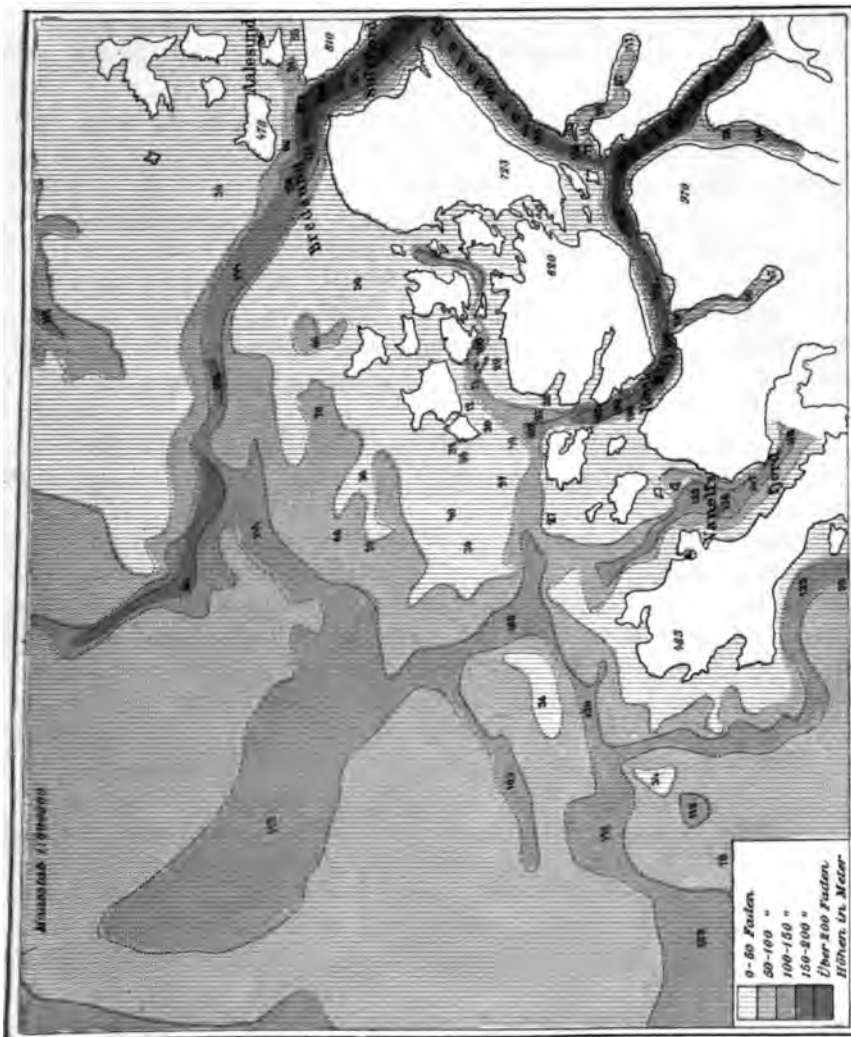


Fig. 4. Die Fjorde und die submarinen Kanäle in der Gegend von der Bredsundstiefe.
(Aalesund 62° 28' n. Br., 6° 10' ö. L.)

In diesem Zusammenhang sind auch zwei andere nicht weniger rätselhafte Bildungen zu erwähnen. Die bekannte »norwegische Rinne«, welche von der Nähe des Kristianiafjords bis nach der Südspitze Norwegens und von dort in NNW-licher Richtung weitere 500 Km. bis nach dem Ende der Nordseetafel verläuft, besitzt über diese ganze Strecke bei einer durchschnittlichen Breite von etwa 100 Km. eine Tiefe, die immer mindestens ein paar Hundert M. grösser ist als die ihrer Umgebungen. Da

ihre innere, ost-westliche Fortsetzung ein tiefes, abgeschlossenes Becken bildet, ist man geneigt, die ganze Rinne, obschon ihr Hauptteil, wie es scheint, kein Becken ist, als einen grossen Fjord erster Ordnung aufzufassen, zu dem alle Fjorde des südlichen Norwegens Nebenfjorde bildeten. Dies sollte jedoch nicht geschehen, so lange keine Beweise dafür vorliegen, dass sie ihre Entstehung ähnlichen Kräften zu verdanken hätte wie die echten Fjorde. An Gletschererosion ist wohl hier unter keinen Umständen zu denken.

Eine gewisse Ähnlichkeit mit der norwegischen Rinne zeigt der Westfjord, der von Süden nach Norden verlaufend die Lofotsinseln vom Festlande trennt und nachher nach Osten umbiegt.

Es wäre möglich, dass alle diese der Küstenlinie parallelen Vertiefungen Reste einer grossen, zur Zeit der Gebirgskettenfaltung durch tektonische Ursachen entstandenen Einsenkung wären. Andererseits muss zugegeben werden, dass sie mit den Fjordkanälen durch Übergänge verbunden sind, obschon sie selbst, der sanfteren Topographie ihrer Umgebungen entsprechend, weniger tief sind.

B. Die Fjorde der Gebirgsgegenden.

I. Fjorde der Faltungszone.

Zu dieser Gruppe gehören beinahe alle norwegischen Fjorde mit Ausnahme von denjenigen der nordöstlichsten Halbinsel. Es sind dies die am schönsten und typischsten ausgebildeten Fjorde, in dieser Beziehung von keinen anderen in der Welt übertroffen und von keinen anderen europäischen erreicht. Sie sind im Verhältnis zu ihrer Länge immer schmal; die Breite wechselt gewöhnlich von dem innersten Ende bis nach der Mündung nur wenig, und auch bedeutende Seitenthäler üben nur geringe Wirkung aus. Besonders sind sie nie trichterförmig. Nur wo mehrere beinahe parallele Fjorde zusammenstossen, nimmt die Breite plötzlich und stark zu, bleibt aber auch nachher fortwährend gleichförmig. Die Tiefe ist fast immer bedeutend; Tiefen von etwa 500 M. findet man in fast allen grösseren Fjorden und in vielen von den kleineren; einige wenige erreichen 7—800 M., und ein einziger, der Sognefjord, der tiefste von allen bekannten Querfjorden¹ der Welt, etwa 1,240 M. Diese bedeutende Tiefe unterscheidet sie von den ihnen sehr nahe stehenden Bildungen der angrenzenden in Abt. C. beschriebenen Gegenden des Tieflandes (Höhe der Berge 0—100 M., während diese in fast allen norwegischen Fjordgegenden mit Ausnahme von einigen Teilen der Südküste mindestens 250—400 M. erreichen); die etwas abweichenden Fjorde der Gegenden mit annähernd horizontal lagernden Gesteinen sollen unter Gruppe II geschildert werden.

Über die Geologie der hier zu beschreibenden Gegenden habe ich schon oben berichtet².

¹ Vergl. die Angaben über den Messier-Kanal in Westpatagonien weiter unten.

² Vergl. S. 162.

Bekanntlich haben viele Forscher hervorgehoben, dass die Fjorde meistens das Streichen der umgebenden Gesteine ziemlich rechtwinkelig überqueren, und einige haben diese Eigenschaft für ein wesentliches Merkmal sämtlicher Fjorde gehalten. Dies ist aber nicht richtig. Abgesehen davon, dass einige echte Fjorde, wie viele der unten besprochenen Kombinationen und wohl auch die meisten der schottischen Fjorde, typische Längsthäler ausfüllen, sowie davon, dass an allen fjordreichen Längsküsten (Beisp. Norwegen, British Columbia, Patagonien) lange, unterseeische Täler, sei es Meeresstrassen oder Fjorde zweiter Ordnung, welche häufig die quergestellten Fjorde erster Ordnung an Länge übertreffen, der Küste parallel laufen, hat es sich auch sowohl in Norwegen als in anderen Gegenden gezeigt, dass die Fjorde sich in ihrem Verlauf und in ihren Biegungen möglichst genau den Wechselungen des Schichtenstreichens anpassen, so dass sie immer danach streben, so weit als möglich als Längsthäler aufzutreten. Es ergibt sich ferner, dass die Längsfjorde, wenigstens wo sie rein sind, in Form und Reliefverhältnissen deutlich von den Querfjorden abweichen, und eine Einteilung nach diesen Prinzipien ist deshalb ganz angemessen. Viele Fjorde sind aber eben in den Gegenden, wo das Schichtenstreichen die Küstenlinie unter schieferm Winkel trifft, aus mehreren scharf getrennten Teilen zusammengesetzt, die abwechselnd Längsthälern und Querthälern folgen. Wenn sich der Wechsel innerhalb längerer Strecken vollzieht, oder wenn die Bildungen der einen Art die anderen als Nebenfjorde (Fjorde zweiter Ordnung) treffen, kann man sie leicht auseinander halten, was unter anderen Verhältnissen häufig sehr schwer ist.

Als Längsfjorde erweisen sich schon bei flüchtiger Betrachtung viele von den der *Küstenlinie parallelen Meeresstrassen*, welche der norwegischen Westküste entlang häufig äussere Inselgruppen von dem Festlande trennen. Als Beispiele nennen wir den — abgesehen von seiner südlichen Fortsetzung — etwa 70 Km. langen Hjeltfjord W. von Bergen, den sog. Trondhjemsleden sowie auch die Meeresstrasse, an der die Stadt Tromsø liegt. Die Lotungen zeigen uns deutlich die Beckenform, indem Schwellen, deren Lage oft durch emporragende Felseninseln markiert ist, tiefere Teile von einander trennen. Es ist aber charakteristisch, dass diese Tiefen immer geringer sind als in den angrenzenden Radialfjorden, (in der erst erwähnten Strasse nur in der Nähe von der nördlichen Mündung über 300 M., während die inneren Fjorde stellenweise über 600 M. erreichen) was aber doch vielleicht auch hier teilweise damit zusammenhängen könnte, dass die Topographie der Umgebungen in dieser Zone sanfter ist.

Einige Beispiele, wo ausgeprägte Längsfjorde mit Querfjorden kombiniert vorkommen, sollen unten zur Sprache kommen. In anderen Fällen liegen offenbar Strassen der eben beschriebenen Art vor, obschon dieselben durch eine über die Wasserfläche emporragende Schwelle (norwegisch: Eid) in zwei Hälften getrennt werden, an die sich radialgestellte Querfjorde zweiter Ordnung anschliessen. Als ein ausgezeichnetes Beispiel dient der

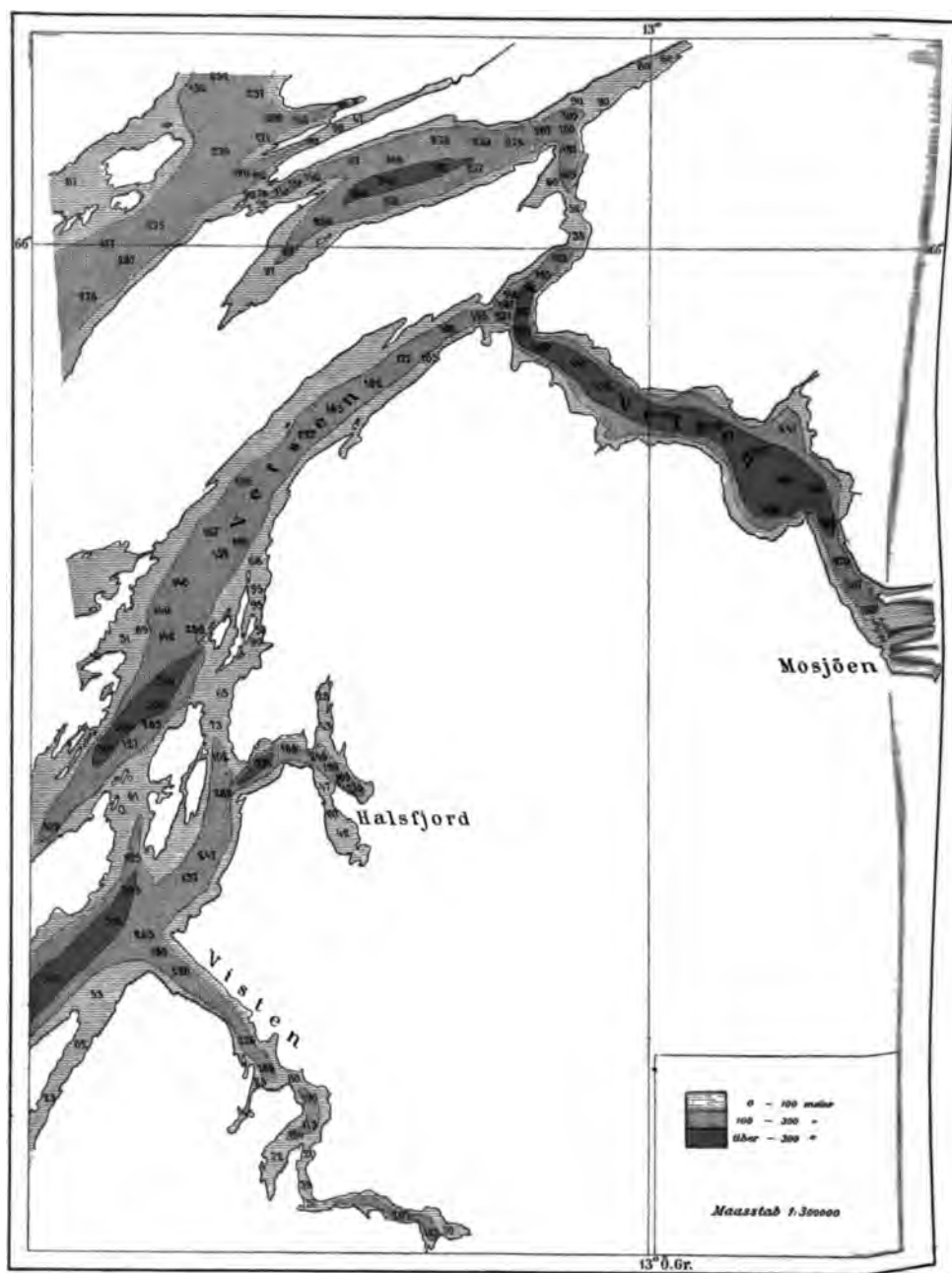


Fig. 5. Karte über die Fjorde und Längsstrassen zwischen Vefsen und Visten.

Iden-Fjord S. von 65° N. Br. Der äussere Teil, beinahe 70 Km., ist ein ausgeprägtes Längsthal, das, von einem kurzen Eid abgebrochen, durch die Lammfjorden beinahe ebenso langen Sör- und Tosenfjorde fortgesetzt wird; dem inneren Ende schliesst sich aber ein 25 Km. langer Querfjord an. Die grösste Tiefe des Hauptfjords, 556 M., liegt nahe an der Mündung; das innere Thal kenne ich in dieser Beziehung nicht. Ferner führen wir in diesem Zusammenhang die Fjorde und Fjordstrassen S. von Vefsen, zwischen 65° 30' und 66° Lat., an. Dieselben sind auf der Karte Fig. 5 in kleinem Massstab wiedergegeben. Eine lange Strasse, deren Tiefe meistens zwischen 100 und 200 M. liegt, nur im SW-lichsten Teile nahe der Mündung bis zu 300 M. und sogar 363 M. steigt, nimmt die Fjorde Vefsen (innerer Teil¹), Isfjord und Visten auf, alle viel tiefer (resp. 450, 385 und 226 M.) als die angrenzenden Teile der Längsstrasse. Der innerste Teil des letzten Querschnitts ist ein ausgesprochenes Becken von 205 M. Tiefe, mit einer nur 3 1/2 m tiefen Schwelle.

An diesen und anderen Beispielen kann man die Unterschiede zwischen Längs- und Querfjorden in Bezug auf äussere Formbegrenzung studieren. Den ersteren zeigt sich überall, und zwar deutlicher je besser und grösser die Karten sind, eine ausgeprägte Parallelität aller Begrenzungselemente, sowohl was die Fjorde selbst als auch die angrenzenden Inseln, Thäler u. s. w. betrifft, und dies auch über grössere Strecken gesehen. Daraus folgt, dass auch sehr schmale Thäler über lange Strecken geradlinig verlaufen, was dies ein Vergleich des centralen Foldenfjords mit seinem innersten Ende, sowie viele andere Beispiele, auch auf der Karte Fig. 5, lehren². Die Erscheinung wurde zuerst von RATZEL beschrieben³, von ihm jedoch als eine allgemeine Eigenschaft der Fjorde gedeutet, was mit der gewöhnlichen Definition vom Begriffe Fjord kaum stimmt. Dass diese Längsthäler häufig weniger tief sind als die inneren Radialfjorde, haben wir schon an mehreren Beispielen gesehen.

Als Gegensatz zu allen diesen der Kontinental- und Küstenlinie parallelen Strassen und Fjorden steht die Gruppe der *Radialfjorde*, die mit dem Hauptstamm die Küstenlinie senkrecht oder unter einem steilen Winkel treffen. Auch hier trifft man sowohl Längs- als Querfjorde, während zahlreiche andere doch in ihrer Richtung von dem Schichtenstreichen beeinflusst werden, ohne demselben genau zu folgen. Leider sind die Richtungen des Streichens an der norwegischen Küste meistens nicht hinreichend genau bekannt, um stets eine genaue Prüfung der Fjorde nach dieser Seite zu ermöglichen. Ein ausgezeichnetes Beispiel von einer Kombination beider erwähnten Klassen bietet der Trondhjemsfjord, der sich übrigens durch die genaue Aufnahme der Topographie und Geologie seiner Gebirgsbildungen sowie durch seine ziemlich gut bekannten Tiefenverhältnisse

¹ Der allerinnerste Teil folgt wiederum dem Schichtenstreichen; vergl. die Karte in Nr. 1, Norsk marmor, Taf. 6.

² Solche lange geradlinige Fjorde trifft man auch dort, wo dieselben einer sehr ausgeprägten Verklüftungsrichtung folgen.

³ Über Fjordbildungen an Binnenseen. P. M. 1880, S. 387.

besonders gut für eine exakte Detailuntersuchung eignen würde. Der innere Teil besteht aus zwei ausgeprägten Längsthälern, verbunden durch eine kurze schmale Querrinne. Das innere von diesen Längsthälern besitzt bei einer Breite von etwa 8 Km. eine Maximaltiefe von 270 M., während die Querstrasse trotz ihren geringen Dimensionen 388 M. erreicht, allerdings in anderen Teilen höher liegt als die tiefsten Stellen des inneren Beckens. Das äussere, breitere Längsthal liegt an seiner tiefsten Stelle 486 M. unter der Wasseroberfläche. Überall zeigen diese Teile schön ausgeprägt die früher besprochene Parallelität aller Elemente, immer genau an die Richtung des Streichens gebunden. Im Gebirgsgrunde selbst zeigen sich jedoch einige



Fig. 6. Der Sörfjord, ein Nebenfjord vom Hardangerfjord. Ein in Gneiss auftretender, der Küstenlinie annähernd paralleler Fjord.

Unregelmässigkeiten, die möglicherweise durch Verwerfungen zu erklären sind. Die äussere, fast senkrecht verlaufende Querrinne ist bedeutend tiefer, bis 578 M., und mündet wiederum in eine Längsstrasse, den schon oben erwähnten Trondhjemsleden, die an einer Stelle 400 M., sonst aber nirgends mehr als 250—300 M. erreicht. Eine unterseeische, deutlich ausgeprägte Fortsetzung dieser Rinne bildet zugleich eine Fortsetzung des ganzen Fjordsystems.

Von grösseren, echten Längsfjorden erster Ordnung ist mir aus Norwegen kein einziges Beispiel sicher bekannt. Der von BRÜGGER beschriebene Langesundsfjord² mit dem Frierfjord steht diesem Typus nah.

¹ Vergl. DINSE, a. a. O. S. 233; ferner die geologische Karte von TÖRNEBOHM K. Svenska Vet.-Akad. Handl. XXVIII (1896).

² W. C. BRÜGGER: Spaltenverwerfungen i. d. Gegend Langesund-Skien. Nyt. Maaskeet f. Naturv. XXVIII: 253.

ist aber kurz. Der Kristianiafjord ist kein typischer Längsfjord, da seine Umgebungen grossenteils aus massigen Gesteinen bestehen¹; wo aber ältere oder jüngere Gesteine mit ausgeprägter Streichrichtung auftreten, folgt derselben auch gewöhnlich die Richtung des Fjords. Die übrigen, gewöhnlich ganz kurzen Fjorde der norwegischen Südküste treten entweder in granitischen Gesteinen auf, oder sie sind Querfjorde².

Fjorde zweiter Ordnung, die wenigstens annähernd dem Schichtenstreichen folgen, sind zahlreich. Ein Beispiel bietet der etwa 180 M. tiefe Elfsfjord an der Südseite von Ranen³; übrigens dürfte der Ranenfjord selbst zum grossen Teil ein Längsfjord sein. Andere findet man in den Nebenfjorden vom Trondhjemsfjord, Salten und zahlreichen anderen.

Im Gegensatz zu den jetzt beschriebenen Fjordbildungen steht eine grosse Gruppe, die wir schlechthin als Querfjorde bezeichnen wollen, da wenigstens ihr Hauptverlauf gegen das durchschnittliche Schichtenstreichen einen bedeutenden Winkel macht. Sie besitzen alle die für die typischen Fjorde charakteristischen Eigenschaften, und zeigen häufig einen eigentümlichen gewundenen Lauf, dessen Ursachen nur durch genaue Untersuchungen festgestellt werden können. Die äussere Formbegrenzung wechselt bedeutend, und man kann sie deshalb in mehrere in einander übergehende Untergruppen einteilen. Die wichtigste von diesen Untergruppen bilden die langen, schmalen, gewundenen Fjorde, wie z. B. die inneren Fortsetzungen des Bukkenfjords, der Jöringfjord und der Nordalsfjord bei Bredsund, der Tingvoldfjord, die Fjorde zwischen Ranen und Salten und sehr viele andere⁴. Ob die grössten und bekanntesten Fjorde Norwegens, der Nordfjord, der Hardangerfjord und besonders der Sognefjord zu dieser Gruppe zu rechnen sind, ist ohne Einzeluntersuchungen nicht zu entscheiden; bemerkenswert ist die ganz verschiedene Richtung der beiden letzteren, einander doch sehr nahe belegenen Fjorde.

Eine etwas abweichende Gruppe von relativ breiteren Fjorden kommt besonders im nördlichen Norwegen vor; Beispiele sind der oben beschriebene Saltenfjord und auch andere, wie z. B. der Kvænangenfjord, die aber bis jetzt sehr wenig bekannt sind.

Zuletzt kommt eine sehr spärlich vertretene Gruppe von kurzen, breiten Buchten, wie z. B. der Bukkenfjord (Verhältnis zwischen der Länge und der Breite etwa 3 : 1) und der Björnefjord. Die ausgesprochene Beckenform mit grossen Tiefen zeigt, dass sie echte Fjorde sind.

Als eine besondere Gruppe müsste man hier diejenigen Fjorde ausscheiden, welche in ganz ungeschichteten Gesteinen, z. B. in massigen

¹ Vergl. BRÖGGER, Bildungsgeschichte des Kristianiafjords. *Nyt. Mag. for Naturvidensk.* XXX: 99.

² Vergl. z. B. KJERULF og DAHL, *Geologisk Kart over det søndenfeldske Norge.*

³ Vergl. die Karte in VOGT: Salten og Ranen, Taf. 6.

⁴ Vielleicht die meisten von diesen Fjorden kommen in Gneissgebieten vor. Dasselbe gilt nach den Übersichtskarten von dem Sörfjord in Hardanger (Fig. 6), einem sehr schön ausgebildeten, der Küstenlinie parallelen Fjord. Leider kenne ich nur ausnahmsweise, wie sich diese Fjorde zu dem Schichtenstreichen verhalten.



Fig. 7. Partie aus dem Nærøfjord.



Fig. 8. Partie aus der überseeischen Fortsetzung des Nærøfjords.

ruptivgesteinen, Granit u. s. w., liegen. Soweit man diese Fjorde kennt, sind sie meistens sehr schön ausgebildet, tief, schmal und häufig gewunden, aber mit parallelen Wänden und frei von Inseln. Viele von ihnen sind kurz, und ihnen gehören viele von den Fjorden der südlichen und westlichen Fjordsinseln, ferner der bekannte Lysefjord und auch teilweise seine äussere Mündung, der Hølefjord¹, ferner auch der in einem Labradoritfels auftretende, massartige Nærøfjord an der Südseite des Sognefjords, von dem Fig. 7 ein Bild zeigt².

II. Fjordé der Gegenden mit horizontaler Lagerstellung.

Wenn man eine Karte von Norwegen betrachtet, so wird die ganz abweichende Formenausbildung der an der Nordküste belegenen Fjorde sofort in die Augen fallen, auch wenn man von der vielleicht durch andere Ursachen bedingten trichterförmigen Erweiterung der Mündung des Varangerfjords absieht. Die vier grossen Fjorde, die Porsanger-, Laxe-, Tana- und Varangerfjorde, und im Verhältnis zu ihrer Länge auch die wenig zahlreichen kleinen, sind viel breiter als irgend welche anderen ähnlichen Bildungen in Norwegen; eine durchschnittliche Breite von etwa 15 Km., wie sie z. B. der 70 Km. lange Laxefjord besitzt, kommt bei keinem andern norwegischen Fjord, nicht einmal bei dem Bukkenfjord, vor. Dazu kommen die einfachen Begrenzungslinien, über grosse Strecken mit gar keinen Nebenfjorden, und noch wichtiger die fast vollständige Abwesenheit aller Inselabschnürenden, der Küste parallelen Strassen.

Betrachtet man dagegen die Tiefenverhältnisse, so findet man, dass wenigstens der innere Teil des Varangerfjords mit einer Maximaltiefe von 24 M. gegen eine Schwelle 200—250 M. unter der Wasseroberfläche ein abgeschlossenes Becken bildet, und sich somit dadurch, ebenso wie durch die über die ganze Länge gleichförmige Breite³, als ein echter Fjord erweist.

Die geologische Karte zeigt nun, dass eben das Gebiet, wo diese Fjorde liegen, von den Gesteinen der Gaisa-Gruppe gebildet wird, die nach den Beschreibungen von DAHLL und REUSCH aus Sandstein, Konglomerat und Thonschiefer mit Dolomiteinlagerungen, in der unteren Abteilung auch aus Quarzit, Glimmerschiefer und sogar gneissähnlichen Gesteinen bestehen. Meistens befinden sich diese Gesteine in annähernd schwebender Lagerstellung, obschon auch Störungen vorkommen, und es scheint mir zweifelhaft, ob sich das abweichende Aussehen der Fjorde besser durch die annähernde Horizontalität der Gesteine oder durch ihre Tendenz, gleich vielen anderen unmetamorphosierten Sedimentgesteinen, in dicken bankförmigen Schichten aufzutreten erklären lässt. — Die nicht sehr zahlreichen, unregelmässigen Verzweigungen in der Halbinsel zwischen dem Tana- und dem

¹ Vergl. die Tiefenkarte in BERGHAUS' Physikal. Atlas Abt. II N:o VIII (Nebenkarte).

² Um auch von den überseeischen Fortsetzungen dieser Fjorde, von denen sonst nicht die Rede war, ein Bild vorzuzeigen, wurde die Figur 8 beigelegt, welche die besonders schöne Fortsetzung des Nærøfjords, das Nærøthal, zeigt.

³ Wir sehen hier von der breiten Mündungsbucht ganz ab.

Laxefjord befinden sich alle im Gebiet der älteren, schieferartigen Abtheilung und dass in der That die Beschaffenheit des Untergrundes die Ausbildung der Fjorde bestimmt, lehrt ein Vergleich zwischen der Nord- und Südseite des Varangerfjords. Die letztere wird vom Grundgebirge gebildet, und hier trifft man auch wieder eine Fjordlandschaft, die an die norwegische Westküste erinnert.

Dass die hier beschriebene Ausbildung der Fjorde keine lokal begrenzte und zufällige ist, wird dadurch angedeutet, dass andere Gebiete mit ähnlicher schwebender Gesteinslagerung, so z. B. Island und besonders gewisse Teile von Spitzbergen, in dieser Beziehung eine auffallende Ähnlichkeit mit diesen Gegenden zeigen.

C. Fjorde, die ausserhalb der Gebirgsgegenden gelegen sind.

Eine ganz besondere Abtheilung bilden die Fjorde oder doch die den Fjorden sehr ähnlichen Bildungen, welche man als Tieflandsfjorde bezeichnen könnte, wenn nicht die meistens stark accentuierte Topographie ihrer Umgebungen, welche jedoch kaum je die Höhe von 100 M. erreichen gegen diesen Namen spräche. Ihre Umgegend gehört zu dem stark abgedichteten ostskandinavischen Rumpfbetriebe und wird aus archaischen Gesteine gebildet. Mit der geringen Höhe ihrer Umgebungen hängt auch, wie gewöhnlich, eine durchschnittlich bedeutend geringere Tiefe zusammen, und dieser Umstand sowie, und zwar in noch höherem Grade, der von denjenigen der typischen Fjorde ganz abweichende Charakter der umgebenden Landschaft haben veranlasst, dass man sie meist nicht als Fjorde anerkennt. Man könnte zu dieser Gruppe mehrere der kurzen Fjordbuchten der norwegischen Südküste rechnen, und als typische Beispiele möchte ich einige der Einbuchtungen an der Küste der schwedischen Landschaft Bohuslän anführen. Der Gullmarfjord besitzt eine Länge von über 30 Km während die Breite nur etwa 1—2 Km. beträgt. Die grösste Tiefe ist 142 M.; an der Mündung findet man 78 M., zwischen diesen Punkten an einer Stelle sogar nur 51 M. Ausserhalb der Küstenlinie erreicht das Meer auf einer breiten Strecke nicht die Tiefe von 40 M. — Der nächste Fjord in südlicher Richtung, der Koljefjord mit dem Byfjord, ist ebenso schmal aber noch länger. Im innersten Teil findet man 57 M.; dann folgt gegen eine der Küste parallele Strasse eine Schwelle von nur 6 M. Im äusseren Teil findet man Tiefen von bis zu 66 M., welche von dem Meere durch Schwellen getrennt werden, die höher als 25 M. liegen.

Zwischen dem Festlande und den Kosterinseln liegt im nördlichsten Bohuslän eine unterseeische, bis zu 265 M. tiefe Längsrinne, die der Richtung des Streichens der umgebenden Gneissgesteine folgt.

Die angeführten Zahlen zeigen die Fjordähnlichkeit dieser Bildungen. Bei anderen Buchten derselben Gegend sind die Tiefen geringer und die Schwellen fehlen, aber die Erklärung liegt nahe, dass sie hier bei späterer Sedimentation versteckt worden, was natürlich bei diesen nicht sehr tiefen Bildungen leicht denkbar wäre.

Die nahen Beziehungen zwischen der Richtung dieser Fjorde und derjenigen der Kluft- und Spaltensysteme im Gebirgsgrunde der Umgegend wurden zuerst von G. DE GEER hervorgehoben¹.

In diesem Zusammenhang wollen wir schnell einen Blick auf die fjordähnlichen Bildungen an der schwedischen Ostküste werfen. DINSE hat die Verschiedenheit dieser sog. Fjärde von den Fjorden hervorgehoben; doch sind gerade die von ihm gewählten Beispiele aus dem nördlichsten Schweden kaum für diesen Begriff typisch. Ihre schönste Entwicklung erreichen sie etwa zwischen dem nördlichen Småland (57° 30') und der Gegend von Stockholm. Überhaupt ist es wohl kaum richtig, wenn DINSE meint, dass man sie schon durch die äussere Formenbegrenzung von allen echten Fjorden, auch den vom Haupttypus abweichenden, unterscheiden könne. Plötzliche Erweiterungen kommen auch bei Fjorden vor, wenn sich mehrere beinahe parallele Thäler vereinigen (Beisp. Bukkenfjord, Trondhjemfjord), und die seenartigen Erweiterungen mehrerer Fjärde sind häufig eben eine Folge von der geringen Höhe der umgebenden Landschaft, die den überquerenden Strassen eine viel grössere Einwirkung erlaubt.

Der Unterschied den Fjorden gegenüber liegt hauptsächlich in den Tiefenverhältnissen, indem die Fjärde nur selten als abgeschlossene Becken erscheinen. Allerdings kommen Schwellen häufig vor (z. B. in dem in seinem innersten Teil 39 M. tiefen Gamlebyfjärd mehrere ganz seichte Schwellen), aber es lässt sich nicht beweisen, dass sie aus anstehendem Fels bestehen, und das angrenzende Meer ist meistens schon in der Nähe der Küste ebenso tief oder tiefer als die inneren Einsenkungen.

Alle diese Verhältnisse können allerdings von sekundärer Natur sein, aber vorläufig empfiehlt es sich, diese Bildungen, wie auch bisher geschehen ist, den eigentlichen Fjorden als besondere Gruppe an die Seite zu stellen.

II. Über einige Fjorde und Thäler im SO-lichen Alaska.

Im Mai 1898 machte ich von Vancouver durch Puget Sound und die Kanäle von British-Columbia und Alaska die Reise nach Dyea am innersten Ende des Lynn Canals, und von dort über den Chilkoot-Pass nach dem Lindeman-See und ferner dem Yukon-Fluss herunter nach Dawson City. Im September desselben Jahres bin ich denselben Weg mit geringen Veränderungen nach Seattle zurückgegangen. Über einige von den Reiseergebnissen habe ich an anderer Stelle berichtet²; zu eigentlichen Fjordstudien bot sich dagegen wenig Gelegenheit, aber da die betreffenden Gegenden in dieser Beziehung wenig bekannt sind, dürfte doch eine kurze Zusammenstellung von einigen der Beobachtungen nicht alles Interesse entbehren.

¹ Geol. Fören. Förh. XIII (1891): 298.

² American Geologist XXIII (1899): 288; ferner Ymer XIX (1899): 81.

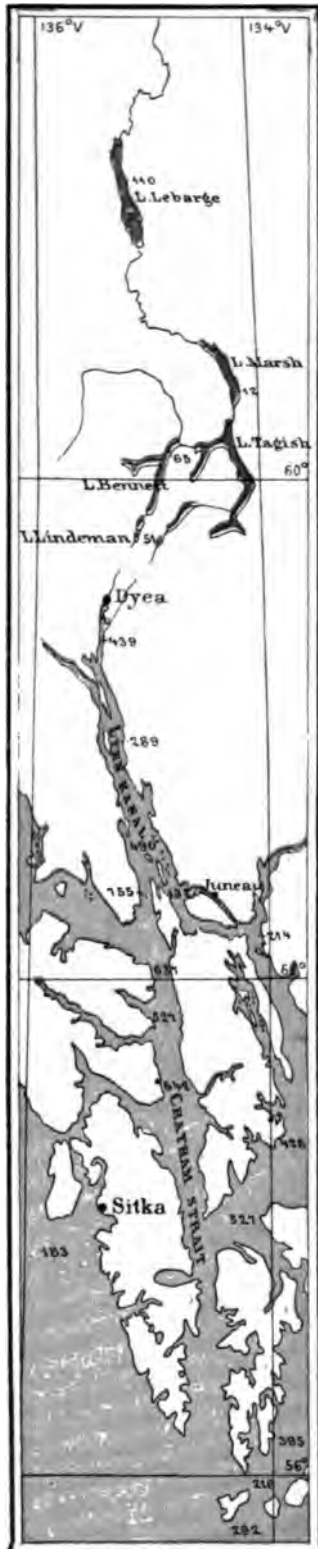


Fig. 9. Karte über das Fjordssystem von Chatham Strait mit Lynn Kanal und dem oberen Yukonthal.

Das Fjordgebiet, das in der Nähe der Stadt Vancouver etwa in 49° n. Br. beginnt¹ und sich nachher bis zum Lynn Kanal und Glacier Bay und, wenn auch weniger deutlich ausgebildet, an der Südküste von Alaska entlang fortsetzt, gehört zu den grossartig-

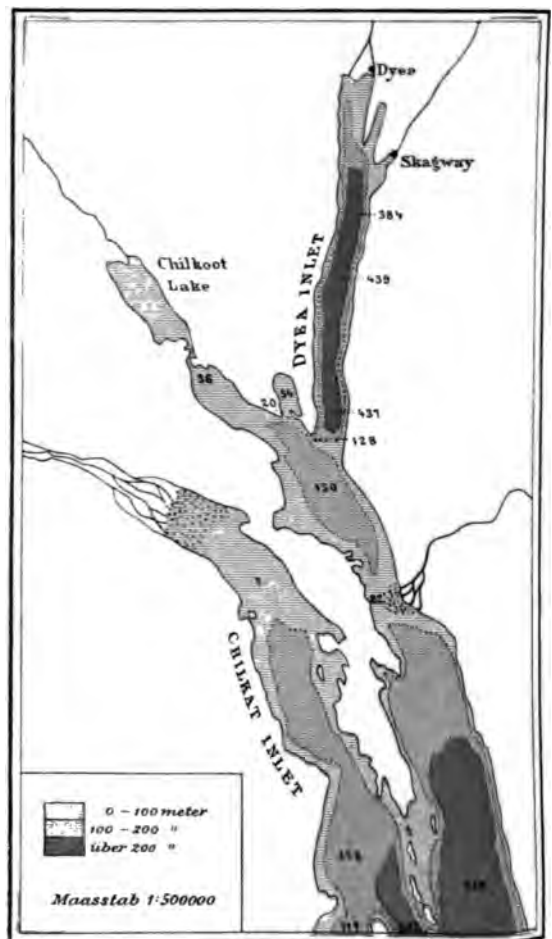


Fig. 10. Karte über den inneren Teil von Lynn Kanal.

sten der Welt; solche Fjorde wie z. B. der Portland Kanal werden kaum weder an Länge noch an grossartiger oder typischer Ausbildung übertroffen, und dasselbe gilt sogar schon von den südlichsten Repräsentanten, wie z. B. Jarvis Inlet.

¹ Vergl. die Karte Fig. 11 unten.

Wir verdanken DINSE¹ einige kurze Zusammenstellungen über die Geologie und Topographie jener Gegenden sowie über die Tiefe und Schwellenhöhe einzelner Fjorde. Über diese südlichen Gegenden beschränke ich mich deshalb auf einige wenige Bemerkungen. Von der Juan de Fuca-Strasse bis nach Dixon Entrance, eine Strecke von etwa 700 Km., ist zwischen dem Kontinent und einer äusseren Inselkette ein breites Centralthal vom Meere überflutet. Ausser durch die beiden erwähnten Strassen steht dies Thal zwischen der Vancouver-Insel und der Königin Charlotte-Gruppe durch eine über 200 Km. breite Öffnung mit dem Meere in Verbindung. Seine Breite steigt bis zu 130 Km., beträgt aber im Süden in der Georgia-Strasse nur etwa 20—30 Km., und in dem Discovery Passage nähert sich die Vancouver-Insel dem Festland bis zu einer Entfernung von nur etwa 2 Km. Eine ähnliche, dieses innere Centralthal an Grösse erreichende Erscheinung findet sich sonst nirgends, aber sie entspricht ziemlich dem nördlichen Anfang der westpatagonischen Kanäle, dem Canal de Chacao zwischen der Insel Chiloe und dem Festlande, der übrigens in dem grossen chilenischen Centralthal seine natürliche Fortsetzung findet. In Norwegen könnte höchstens der Westfjord oder die unterseeische Tief Rinne mit diesem Centralthal verglichen werden, obschon die Bildungsweise dort wahrscheinlich eine andere ist. Dagegen ist die von diesem Längsthal begrenzte innere Küste des britisch-columbischen Festlandes der norwegischen ganz ähnlich: man findet dasselbe Netzwerk von langen Querfjorden, die nach aussen zu häufig in ebenso schmale Längsthäler übergehen, ganz wie z. B. der Trondhjemsfjord in Trondhjemsleden, und dabei zahlreiche kleine Inseln vom Festlande abtrennen, allerdings bei weitem nicht in solcher Menge wie in Norwegen. Auch die Westküste der Vancouver-Insel ist reich an Fjorden, aber die Inselabschnürung ist hier noch weniger weit gediehen. Dagegen fehlen Fjorde beinahe vollständig an der inneren, östlichen Küste derselben, im schärfsten Gegensatz zu der Chiloe-Insel, die an ihrer inneren Seite mehrere fjordähnliche Buchten trägt, während solche an der entsprechenden Festlandsküste sowie auf der dem Meere zugewandten Seite der Insel fehlen oder doch zurücktreten. In wie weit dies von abweichenden geologischen Verhältnissen abhängt, mag dahingestellt werden; in beiden Gebieten kommen neben älteren, massigen oder metamorphischen Gesteinen auch junge Sedimente der Kreide- und Tertiärformationen vor, die, wie es scheint, für die Ausbildung von Fjorden ungünstig sind.

Auffallend ist, dass in der Nähe der erwähnten Enge zwischen der Vancouver-Insel und dem Festlande der nördlich und der südlich liegende breitere Teil der Strasse beide in solcher Beziehung zu gegen einander landeinwärts konvergierenden Fjorden stehen, dass es den Anschein hat, als ob sie in ihnen ihren eigentlichen Anfang fänden.

Erst nördlich von Dixon Entrance in 55° n. Br. beginnen die eigentlichen Kanäle, den patagonischen vollständig entsprechend. Es sind

¹ A. a. O. S. 202, 217, 258.

der Küstenlinie parallele Strassen, gewöhnlich zwei oder mehrere nebeneinander, von bedeutender Länge und wenig gewundenem Verlauf, mit einer ihrer Länge entsprechenden Breite, die aber gegen diejenige des oben erwähnten Centralthals stark zurücksteht. Wo einer von diesen Kanälen endet, steht er gewöhnlich durch ein kurzes Querthal mit einem anderen ganz ähnlichen und in derselben Richtung sich ausdehnenden Längsthale in Verbindung. Dies geschieht jedoch nicht unvermittelt, sondern in derselben weichen Weise wie auch die Flüsse dieser Gegend häufig aus einem Längsthale in ein anderes übergehen. Auf diese Weise steht ein inneres System von Kanälen, das mit der Clarence-Strasse anfängt, durch Frederick Sound mit einem äusseren nördlicheren in Verbindung. Ersteres liegt genau in der Fortsetzung der inneren, das Centralthal begrenzenden Festlandsküste, letzteres mehr in der Richtung der Westküste der Königin Charlotte-Inseln, wo die Küste ihre grosse Biegung nach Westen macht. Nach Norden zu konvergieren beide Systeme gegen einander.

Keiner von den grösseren Seitenfjorden verläuft senkrecht gegen diese Kanäle und die Küstenlinie, sondern sie schlagen allmählich eine südliche Richtung ein und gehen in Kanäle über. Dies ist ein Unterschied im Vergleich zu Patagonien, wo an mehreren Stellen Systeme von typischen, wenn auch häufig kurzen Querfjorden quer durch die äussere Inselkette hindurch ihre Fortsetzungen finden.

Dass in anderen Beziehungen die quergestellten Fjorde auch hier im Norden typisch entwickelt sind, zeigt uns z. B. der etwa 20 Km. lange, 1—2 Km. breite Endicott Arm (in $57^{\circ} 30'$ n. Br.), dessen innerster Teil eine Tiefe von 201 Faden (367 M.) aufweist und durch eine 72 F. tiefe Schwelle von einem äusseren Becken abgesperrt wird, wo die grösste Tiefe 178 F. beträgt. An der Mündung des Fjords liegt eine nur 51 F. tiefe Schwelle, von welcher in dem breiten Stephens-Kanal der Boden steil bis zu 190 Faden fällt¹.

Es ist das westliche von den beiden erwähnten Kanalsystemen nebst seiner Fortsetzung nach Norden, das wir hier etwas näher betrachten wollen.

Der Hauptkanal, die Chatham-Strasse, fängt etwa bei 56° n. Br. an und zieht sich mit einer gleichbleibenden Breite von etwa 10—12 Km. in einer Richtung nach $N 10^{\circ} W$ hin. Anfangs wird er vom Meere nur durch die schmale Baranoff-Insel getrennt, aber wo er zum letzten Mal mit jenem in Verbindung steht, bei $58^{\circ} 10'$, ist die Entfernung schon über 100 Km. Diese Verbindung wird durch die südliche Fortsetzung des grossen Längsfjords Glacier Bay vermittelt, aber dieser übt auf die überseeische Form des Kanals ebensowenig wie einige andere bedeutende, von rechts und links mündende Fjorde und Meeresstrassen irgend welche Einwirkung aus. Mit unveränderter Breite und ähnlichem Charakter, nur mit einer sehr schwachen

¹ Eine mit allerdings unvollständigen Tiefenangaben versehene Karte des inneren Teils der Chatham-Strasse findet sich in BECKER, Gold Fields of Alaska, U. S. Geol. Survey, 18th ann. Rep. S. 60. Vergl. auch die Kartenskizzen S. 196.

hen Umbiegung nach Westen setzt sich dieser in dem Lynn Kanal fort, der zuletzt von einer Halbinsel in zwei schmalere Buchten geteilt wird. Dieselben enden bei $59^{\circ} 15'$, und nur die östliche setzt sich durch eine chmale, typisch fjordähnliche Rinne, Dyea Inlet, weitere 35 Km. fort.



Fig. 11. Übersichtskarte über das NW-liche Nordamerika.

Vergl. die Karten Fig. 9 und 10). Wie sich das überseeische Thal weiter ördlich verhält, werden wir unten sehen.

Die ganze Wasserstrasse besitzt in beinahe gerader Linie eine Länge von 350—380 Km. Von den echten Fjorden unterscheidet sie sich allerdings dadurch, dass sie gegen die Küstenlinie nicht radial verläuft; viel-

mehr bildet sie dadurch, dass sie gegen dieselbe einen Winkel von et 45° macht, einen Übergang zu dem eigentlichen Kanaltypus. Rechnet man sie jedoch zu den Fjordbildungen, so ist sie die grossartigste Bildung ihrer Art in der Welt, mit der höchstens nur einige komplizierte Bildung im Magellansarchipel verglichen werden können.

Die Tiefenverhältnisse dieser Wasserstrassen sind leider nur teilweise gut bekannt. Wir wissen sogar nicht sicher, ob diese nördlichen Fjorde und Kanäle von dem offenen Meere durch Schwellen einer oder einer anderen Art abgesperrt sind, was aber aus den wenigen vorliegenden Untersuchungen wahrscheinlich gemacht wird. Jedenfalls ist es sicher, dass il



Fig. 12. Ansicht von Dyea Inlet, einem in Granit auftretenden Fjord, mit dem Skagway-Ti

innern Teile abgeschlossene Becken bilden, wie uns auch die Karten S. 11 zeigen. Eine von den bedeutenderen Tiefen der Chatham Strasse trifft man mit 351 Faden (642 M.) bei 57° 30'; es ist sehr unwahrscheinlich, dass ihre Mündung so tief liegt als 250 Faden. Weiter nördlich zeigen zahlreiche Messungen an der Mündung des Lynn Kanals eine Tiefe zwischen 250—300 F. (an einem Punkt wird jedoch 428 F. angegeben), während dieselbe noch weiter nördlich steigt und bei 58° 20' zwischen 376 und 413 Faden (688—764 M.) wechselt. Dann wird sie wieder allmählich geringer und sinkt nördlich von 59° nie tiefer als bis zu 150 F. An einer Stelle liegt sogar eine Schwelle von nur 43 F. (78 M.), und wenn auch diese teilweise durch das Delta des Katsehin-Flusses bedingt wird, so ist doch auch sonst bis nahe der Mündung von Dyea Inlet die Strasse überall seichter als 70 F.

Im Gegensatz zu diesen geringen Wechselungen steht die letzte erwähnte, 24 Km. lange und 2,5 Km. breite Bucht selbst; durch ih

unterseeischen Formen ebenso wie durch die oberseeischen erweist sie sich als ein echter Fjord. Von der Eingangsschwelle sinkt die Tiefe schnell bis zu 240 Faden (439 M.) und bleibt dann in einer Strecke von etwa 10 Km. beinahe konstant, um nachher in 3—4 Km. bis zum Niveau der überseeischen Thalsohle zu steigen.

Von der Geologie dieser Gegenden weiss man nur, dass sowohl metamorphische als massige Gesteine, und zwar sowohl saure als basische, hier vorkommen. Soweit man kennt, sind dieselben alle von mesozoischem Alter. Am inneren Ende des Lynn Kanals und besonders in der Umgebung des Dyea Inlet besteht der Untergrund überall aus einem jungen



Fig. 13. Der Anstieg zum Chilkoot-Pass vom Süden gesehen.

Granit, den man auch weiter nördlich verfolgen kann. Von Verwerfungen sind keine Spuren nachgewiesen, aber weitere Untersuchungen sind vonnöten, um diese Fragen und die näheren Beziehungen zwischen der Richtung und Lage der Fjorde und der Tectonik der Gesteine festzustellen.

Von Dyea Inlet setzt sich das Thal mit unveränderter Richtung überseeisch fort. Die Breite ist anfangs dieselbe wie früher, der Thalboden flach und zu unbestimmter Tiefe zuerst aus Sand, dann aus Geröll bestehend. Aber schon in einer Entfernung von etwa 12 Km. endet das Thal gegen einen stufenähnlichen Abhang, der vom Flusse in einem tiefen Canyon durchbrochen wird, während passierende Leute ihn erklettern müssen, um die höhere Stufe zu erreichen. Hier läuft wieder der Fluss in einem schön U-förmigen Thal mit überall sichtbarem Felsenboden. Der Boden steigt indessen allmählich immer höher, und zuletzt steht man nur 20 Km. vom Meeresufer wieder vor einem etwa 200 M. hohen, steilen Abhang.

Über seiner Spitze läuft in einer Höhe von etwa 1000 M. der in der Geschichte des Klondikegebietes berühmte Chilkoot-Pass (Vergl. Fig. 13). Derselbe bildet die Wasserscheide zwischen dem eigentlichen Stillen Ocean und dem Berings Meer.

Auch nördlich vom Passpunkte folgt ein steiler Abhang, aber nur über eine sehr kurze Strecke; dann ist von dem sog. Krater-See aus im Gegensatz zu dem steilen Aufstieg der Abstieg ein sehr allmählicher, was schon daraus hervorgeht, dass die Entfernung von dem Meere den Fluss entlang über 4000 Km., und auch in gerader nördlicher Richtung über 1000 Km. beträgt.

Schon wenige Kilometer von der Passhöhe fängt eine lange, später beinahe unabgebrochene Kette von Gebirgsseen an. Der erste von den grösseren ist der Langensee (Long Lake), von 4 Km. Länge, dann folgen der Lindeman-See (7 Km.) und der Bennett-See (35 Km.), dessen unteres Ende durch ein Querthal (Nares-See und den oberen Teil des Tagish-Sees) mit einem Parallelthal verbunden ist, wo der Tagish-See weitere 12 Km. fortsetzt und durch einen kurzen Strom mit dem Marsh-See (etwa 30 Km.) verbunden ist. Hier endet anscheinend das hier erwähnte Parallelthal; der bedeutende Lewes-Fluss, der Hauptarm des Yukon-Stromes, biegt nach Westen um, gelangt aber bald wieder in ein nord-südliches Thal, eine typische Fortsetzung von der Einsenkung des Bennett-Sees, und hier trifft man bald nachher den letzten und zugleich grössten von diesen Gebirgsseen, den Lebarge-See (Länge etwa 50 Km., grösste Breite 7 Km.), und noch von seinem Ende, in $61^{\circ} 30'$ n. Br., 600 Km. von der Südspitze der Baranof-Insel, kann man dies grossartigste aller Querthäler seiner Art eine kurze Strecke überseeisch verfolgen.

Ganz wie in den Kanälen der Küstenzone ist auch hier die Ausbildung mehrerer nebeneinander liegenden parallelen Täler bemerkenswert. Ein solches geht von dem Dyea Inlet, nur ein Paar Km. S. von Dyea aus; an seiner Mündung liegt die Stadt Skagway. Der Passpunkt (White Pass) liegt nur etwa 8 Km. O. vom Chilkoot-Pass, ist aber bedeutend niedriger, weshalb die Eisenbahn hieher verlegt wurde. Sonst sind die Terrainverhältnisse den oben beschriebenen ganz ähnlich. Es folgt eine lange Seenkette (Summit Lake, Bernard Lake und der bedeutende Tutshi-See). Von letzterem geht ein kurzes Thal nach dem Windy Arm über, das schon erwähnte Querthal zwischen Bennett und Tagish etwa in der Mitte trifft.

Ein anderes solches Thal haben wir schon gesehen: dasjenige, wo der untere Teil des Tagish-Sees sowie der Marsh-See liegen, und das, wie oben erwähnt, durch Querstrassen mit dem westlicheren Hauptthal verbunden ist. Nach Süden setzt es sich durch den mindestens 60 Km. langen Taku Arm fort.

Es ist sehr interessant, die sperrenden Riegel zwischen den Seen sowie die überseeischen Täler in der Fortsetzung der letzteren zu betrachten. Am Fusse des Long Lake liegt eine bedeutende Gebirgshöhe, die von

dem Fluss in einem tiefen, unpassierbaren Kluftthal durchbrochen wird. Dass hier der See ein Felsenbecken ist, lässt sich wohl nicht bezweifeln. Die Lindeman- und Bennet-Seen bilden zusammen nur ein Becken, das durch einen sperrenden Wall von glazialen Sand geteilt wird. Ob dabei auch eine Felsenschwelle vorliegt, oder ob sich Moränenmaterial beteiligt, war nicht zu entscheiden.

Wie erwähnt, setzt sich das Thal, wo der Lebarge-See endet, in gerader Linie nach Norden fort, während der Fluss eine Biegung nach Osten



Fig. 14. Der Lindeman-See, der oberste von den grösseren Gebirgsseen des Yukonthals.

macht, um in ein tiefes, aber viel weniger breites und in jeder anderen Beziehung weniger ausgeprägtes Thal hineinzutreten. Das erstere Thal ist flach und mit mächtigen Massen von feinem Sand ganz angefüllt. Auch in dem jetzigen Flussthal findet sich ein ähnlicher Sand in naher Verbindung mit

¹ Es wäre interessant, die Ursachen zu kennen, welche zu der Entstehung dieser "Canyons" an beiden Seiten von der Passhöhe Anlass gegeben haben. Selbst kenne ich näher nur das nördliche Kluftthal. Das Gestein an seinen Abhängen zeigt eine starke, auch chemische Verwitterung. Da es kaum wahrscheinlich ist, dass eine solche unter den jetzigen klimatischen Verhältnissen an einem so belegenen Ort seit der Gletscherzeit stattgefunden haben könnte, halte ich es für denkbar, dass die Thäler Reste der präglazialen Topographie darstellen, die später vom Eise selbst konserviert worden, während das Eis gleichzeitig durch seine Bewegung in den oberen, jetzt z. Teil seenerfüllten Thälern sein Bett tiefer verlegte.

Geröll und glazialem Moränenthon, in welchem letzteren das Flussbett eingegraben ist.

Die topographischen Gegensätze sind in der Gegend des Lebargesees nicht sehr scharf, und die Berge erreichen in seiner Umgegend nur eine Höhe von bis zu etwa 600 M. über seiner Wasserfläche. Bei dem Marsh-See sind schon die Gebirge bedeutend höher, aber man trifft sie erst in einer ziemlich bedeutenden Entfernung vom Ufer. Dagegen sind alle die oberen Seen bis nach dem Fuss des Bennett-Sees echte Gebirgsseen, deren Abhänge sich mit steilen Neigungswinkeln beinahe U-förmig 1,000 M. und mehr erheben (Vergl. das Bild Fig. 14).

Besonders schwierig ist es, die Entstehung des Lebargesees zu erklären. Von Verwerfungen sind bisher in dieser Gegend keine Spuren nachgewiesen. Der Gebirgsgrund besteht auf der Ostseite des Sees aus Kalkstein nebst Grauwacken und dunkelfarbigem Schiefergesteinen; an der Westseite ist Kalkstein bisher nicht beobachtet, aber man findet dieselben Schiefer, mit Grauwacken und Konglomeraten verbunden. Das Streichen ist beinahe N-S, die Lage fast vertikal. Im Gebiet des Seenbeckens kann man den Gebirgsgrund auf der Richthofen-Insel beobachten; es sind dieselben Gesteine, stark gequetscht und mit mehr westlichem Streichen. Dass glaziale Sandmassen das Thal abgesperrt und das Wasser gezwungen hätten, sich einen neuen Auslauf zu suchen, ist kaum denkbar, da auch das jetzige Thal von Moränen gefüllt und somit präglazial ist. Auch spricht dagegen die Tiefe, die an einer Stelle zu 110 M. gemessen wurde, was doch nur ein Minimum ist. Gegen einen Faltenauftrieb des vorliegenden Gebirgsgrundes spricht die isolierte Lage des Sees, obschon man allerdings zu einem solchen darin eine Ursache finden könnte, dass eben hier der einstige Yukongletscher zum letzten Mal mit ziemlich bedeutender Masse und Breite aufgetreten ist. Dass Eiserosion in der Umgegend des Sees grosse Einwirkung gehabt hat, ist auffallend; dass er aber direkt durch Eiserosion entstanden wäre, lässt sich nicht nachweisen.

Sehr bemerkenswert ist auch die Verbindung der Längsthäler mit den schon erwähnten, z. Teil wassergefüllten Querthälern, besonders wegen der Analogie mit den Kanälen und Querfjorden, wie sie eben an dieser Küste in besonders starker Entwicklung auftreten.

Dagegen sind die oberen Seen mehr typisch ausgebildet. Wo sie in den Hochgebirgsgegenden liegen, sind sie tief (die wenigen Messungen ergaben als höchste Tiefe im Lindeman-See 51 M., im Bennett-See 65 M.), während der Marsh-See ganz seicht ist. Die eigentlichen Gebirgsseen, viel zahlreicher als sie bis jetzt auf den Karten verzeichnet sind, enden alle einer sehr regelmässig verlaufenden Linie entlang am Fuss des Hochgebirge; hier sind die Gletscher lange stehen geblieben, während sich ihre unteren Thäler mit Schutt angefüllt haben. Nur die bedeutenderen Gletscher sind etwas weiter vorne gerückt: ihre Seen erstrecken sich etwas weiter nach Norden. Für die Schwellen aus anstehendem Gestein, die

unzweifelhaft zuweilen vorkommen, lassen sich mehrere Erklärungen denken¹.

Die Beziehungen, welche in den südlicheren Gegenden dieser Küste zwischen den Fjorden und den auf der Innerseite der Passhöhe vorkommenden Seen² bestehen, können hier wegen Mangel an Material nicht näher betrachtet werden.

Von besonderem Interesse für die Kenntnis von dem Wesen der Fjordbildung sind dagegen die Gegenden westlich von den jetzt beschriebenen, d. h. die ganze südliche Alaskaküste. Unmittelbar westlich vom Lynn Kanal liegt der ziemlich breite Glacier Bay, wo nebst mehreren anderen auch der bekannte Muir Gletscher bis ins Meer hinabreicht. An ihrem inneren Ende teilt sich die Bucht in mehrere Zweige, von denen besonders Rendu Inlet an Form und Ausdehnung an Dyea Inlet erinnert. Die Tiefenangaben sind aber zu wenig zahlreich, als dass man dessen Stellung zu den echten Fjorden beurteilen könnte³.

Westlich von diesem Punkte existieren über eine Strecke von etwa 450 Km. gar keine fjordähnlichen Bildungen. An das Hochgebirge schliesst sich hier ein niedriges Tafelland an, das teilweise von den grössten Eisfeldern, die ausserhalb der Polargebiete existieren (Malaspina und Bering Gletscher), bedeckt wird, und sich auch als eine seichte unterseeische Terrasse ins Meer hinaus erstreckt. Dass diese Tafel irgendwie mit der Abwesenheit der Fjorde zusammenhängt, ist nicht zu bezweifeln. Grosse Eismassen haben hier jedenfalls existiert, vielleicht war aber ihre Bewegung immer sehr langsam.

Westlich von der 145. Parallele gelangt man allmählich in Gegenden, wo Gletscher in der Jetztzeit fehlen oder zurücktreten, und die auch nach allen Beobachtungen zu urteilen nie von einem zusammenhängenden Landeis bedeckt waren. Damit hängt zusammen, dass die Fjordbildung hier im Vergleich zu den früher beschriebenen Küsten so ausserordentlich an Bedeutung zurücktritt. Grössere Buchten, wie Cook Inlet, sind keine Fjorde⁴. Dagegen finden sich zahlreiche kürzere Buchten von typisch fjordähnlichem Aussehen, besonders auf den grösseren von den südlichsten Inseln, in erster Linie Kadiak. Die Tiefenmessungen sind zwar sehr unvollständig, aber wenigstens einige erweisen sich auch unterseeisch als echte

¹ Für eine nähere Beschreibung der in den Thälern vorkommenden Sandterrassen sowie für die Erörterung von dem Ursprung der Seenbildungen, vergl. meine oben angeführte Mitteilung in *Americ. Geologist*, sowie die dort citierten Werke von DAWSON, RUSSELL und SPURR.

² Dieselben scheinen merkwürdigerweise zu bedeutendem Teil der Gebirgskette parallel zu verlaufen; so besonders schön im Kootenai Distrikt in British Columbia.

³ Einige Tiefenangaben findet man auf der Karte von FIELDING REID, U. S. Geol. Survey, 16th ann. Rep. 1894-95, I: 421. — Die Tiefe unmittelbar am Fuss der Gletscherwand wird in mehreren von den Fjordbuchten auf etwa 100 Faden angesetzt.

⁴ Eine Karte mit Tiefenangaben über diese Gegend findet sich in der oben citierten Arbeit von G. F. BECKER, S. 80.

Fjorde¹. Man wird unmittelbar schliessen können, dass diese Bildungen mit der früheren Existenz lokaler Gletscher zusammenhängen; die Tatsache, dass solche Gletscher noch heute vorhanden sind² oder dass deren einstige Existenz durch den Fund von Schrammen oder geschrammten Steinen erwiesen wird³, macht jedenfalls diese Vermutung sehr wahrscheinlich.

An der Küste der Bering See sowie an der Eismeerküste fehlen alle Fjordbildungen. Erstens ist das Land hier meistens niedrig, und ferner darf es wohl als nachgewiesen gelten, dass es niemals vom Eis bedeckt war.

Immerhin wäre theoretisch ein näheres Studium der Küstenumrisse eben dieser fjordarmen und fjordfreien Gebiete sowie ihrer über- und unterseeischen Topographie von höchster Bedeutung, besonders wenn dabei auch ein Vergleich mit den angrenzenden Gegenden von Sibirien und Kamtschatka möglich wäre.

III. Kurze Übersicht der sonstigen wichtigeren Fjordgebiete.

Als eine Ergänzung zu den oben gegebenen Beschreibungen sollen hier einige andere wichtige Fjordgebiete kurz zur Sprache kommen, die ich aber entweder an anderer Stelle ausführlicher beschreiben werde, oder aus eigener Anschauung nicht kenne.

1. Westpatagonien und das Feuerland. Das dritte von den grossen kontinentalen Fjordgebieten schliesst sich dem Westabhang des südlichen Teiles von den südamerikanischen Cordilleren an, wo es sich etwa von der 42. Parallele bis nach dem Ende des Kontinents in 56° erstreckt. Hier sind aber sogar die Küstenumrisse zum bedeutenden Teil unvollständig bekannt, und die Tiefenangaben haben besonders deshalb einen geringen Wert, weil die Lotungen so häufig schon bei einer mittleren Tiefe, wie z. B. 50 Faden, abgebrochen sind. Auf meinen eigenen Reisen hatte ich zu Tiefenmessungen keine Gelegenheit. Etwa gleichzeitig wurde aber in den südlichen Kanälen in Verbindung mit den Vorarbeiten für das Niederlegen eines Telegraphenkabels an Bord des chilenischen Marinedampfers »Condor« eine Reihe von Lotungen gemacht⁴, die einige interessante Resultate ergeben haben.

Charakteristisch für Patagonien ist die ausserordentlich starke Entwicklung der Längsstrassen oder sog. Kanäle. In dieser Beziehung übertrifft es sogar NW-Amerika, von dem es sich auch durch das Zurücktreten der echten, radialgestellten Querfjorde unterscheidet, denn während diese besonders in British Columbia innerhalb des grossen Längsthal grossartige Entwicklung erreichen, sind längere einheitliche Fjorde hier i

¹ In Makushin Bay auf Unalaska steht gegen eine innere Tiefe von 103 Faden eine Schwellentiefe von nur 62 Faden.

² J. C. RUSSEL, Bull. Geol. Soc. Am. I: 138 (Mount Makushin auf Unalaska).

³ G. F. BECKER, a. a. O. S. 59 (Insel Kadiak nach DALL).

⁴ Veröffentlicht in An. Hidrograf. de la Marina de Chile XX (1896): 496.

allen Gebieten wenig zahlreich. Die meisten überquerenden Strassen setzen sich aus Teilen von Längsstrassen zusammen, die durch kurze Querstrassen verbunden sind. Ausserdem giebt es viele sehr lange Strassen und Fjorde, die gegen die Küstenlinie schief verlaufen, und beinahe alle Festlandsfjorde innerhalb der Kanalzone zeigen mehr oder weniger ausgeprägt dasselbe Streben, der Küstenlinie parallel zu verlaufen. Die Ursachen dieser Verschiedenheit zwischen den beiden Gebieten können vorläufig nicht festgestellt werden. Jedenfalls ist in Südamerika die Tendenz zur Bildung von Längsthälern eine sehr ausgeprägte und lässt sich auch in allen überseeischen Flussthälern deutlich erkennen.

Bei einer Beschreibung muss man die vorliegenden Gegenden in drei verschiedene Gebiete teilen. Das nördlichste von diesen umfasst die Gegend bis nach etwa 44° s. Br. Es wird in erster Linie durch die grosse, etwa 250 Km. lange und 50 Km. breite, centrale Depression (die Golfen von Chacao und Corcovado umfassend) charakterisiert, von der schon früher bei der Beschreibung der entsprechenden Bildung an der Küste von British Columbia die Rede war. Dieselbe ist eine direkte, unter das Meer gesenkte Fortsetzung des chilenischen Längsthals, und soweit man nach den Karten urteilen kann, würde hier schon eine wenig bedeutende Landsenkung die Grenze der Fjordgebiete um beinahe 3° nach dem Äquator hin verschieben, da sich in diesem ganzen Gebiete zahlreiche langgestreckte Gebirgsseen, die unzweifelhaft Fjorden entsprechen, tief in die Cordilleren hineinstrecken. Auch auf der Ostseite der Gebirgskette liegen zahlreiche Seen, unter denen besonders der Nahuelhuapi-See nach den neuesten Aufnahmen ein sehr typisches Fjordaussehen besitzt.

Dagegen ist es bemerkenswert, dass gerade im Gebiete der Corcovado-Depression an der Festlandsküste eigentlich gar keine Fjorde vorkommen, und nur weil einige der Einbuchtungen an der Ostküste von Chiloe ein fjordähnliches Aussehen besitzen, darf man dies Gebiet überhaupt zu den Fjordgegenden rechnen. Von den südlicheren Fjordgebieten unterscheidet sich das hier behandelte hauptsächlich durch die grosse Verbreitung von tertiären und spätmesozoischen Sedimentgesteinen, und diesem Umstand verdankt es auch wahrscheinlich die Eigentümlichkeiten seiner Küstengliederung.

Das zweite hier zu betrachtende Gebiet erstreckt sich von 44° bis etwa 52° s. Br. Es bezeichnet die Hauptentwicklung der Kanäle, die sich hier auf zwei verschiedene Gebiete verteilen, welche durch den an der Mündung 70 Km. breiten Peñas-Golf getrennt werden. Die Entstehung dieser Bucht steht vielleicht mit der schon von DARWIN erwähnten Tatsache in Verbindung, dass hier vulkanische Gesteine von jungem Aussehen vorkommen; wie man mir gesagt hat, sollen auch Kohlen hier gefunden sein. Nördlich von ihr ist die Halbinsel Taytao mit dem Festlande durch eine ganz schmale und niedrige Landzunge vereinigt, sonst ist aber die Ausdehnung der Kanäle, von denen beinahe immer mindestens zwei parallel laufen, eine ganz unabgebrochene. Einige von ihnen laufen über lange

cken geradlinig und mit gleichbleibender Breite; so z. B. der etwa 70 lange, 2 Km. breite Picton-Kanal, ferner auch der 120 Km. lange Fallosal und, obschon mit grösseren Wechselungen der Breite, der über 200 lange Messier-Kanal. Die Kanäle sind durch zahlreiche Querstrassen verbunden, und die Inselabschnurung ist, wie jede neue Forschungsexpedition erweist, viel grösser als sogar die neusten Karten zeigen.

Schon die älteren englischen Lotungen hatten gezeigt, dass diese Kanäle ausserordentlich tief sind, und die erwähnten chilenischen Messungen haben dies bestätigt. So wurde an einer Stelle im nördlichen Teil des Messier-Kanals $48^{\circ} 1' 30''$ s. Br., $74^{\circ} 39' 30''$ w. L. bei 1296 M. kein Grund erreicht¹. Es ist dies in allen fjordartigen Gewässern der Erde die grösste bis jetzt bekannte Tiefe; vorher stand der Sogne-Fjord mit 1242 M. voran. 25 Km. südlicher giebt die englische Seekarte 565 Faden (1030 M.) an. Tiefen von 200 bis 500 M. sind in diesen Gewässern das Regelmässige; grössere Tiefen finden sich z. B. im südlichen Teil von Wide Channel (740—850 M.) und im nördlichen Teil des Inocentes-Kanals (bis zu 806 M.). Dass alle diese Tiefen im Verhältnis zu dem äusseren Küstensaum abgeschlossene Becken bezeichnen, ist wohl ganz unzweifelhaft. Am Süden des Wide Channel hat von zahlreichen Lotungen die tiefste 370 M. ergeben. Von den äusseren Querstrassen ist in dieser Beziehung nur eine bekannt, der Trinidad-Golf, der eben den Wide Channel an seiner Mündung senkrecht trifft. Die höchste Tiefe ist in seinem östlichen Teil etwa 650 M.; dann findet man etwa in der Mitte seiner Länge 530 M., während an der 10 Km. breiten Mündung die Tiefe nur 180 M., im offenen Meere in der Nähe sowie in der trichterförmigen Eingangsbucht sogar nur etwa 100 M. beträgt.

Der Trinidad-Kanal bildet die direkte Fortsetzung des San Andres-Fjords, während der Wide Channel die Fortsetzung von dem Eyre-Fjord bildet und sich selbst in den Concepcion-Kanal fortsetzt. So kann z. B. der letzterwähnte ganze Komplex als ein einziges, etwa 230 Km. langes Fjordsystem aufgefasst werden, das die Küste unter einem Winkel von nicht ganz 45° trifft. Wir sehen hier Beispiele von der Erscheinung, die in dem magellanischen Gebiete noch deutlicher hervortritt, dass grössere Inlandsfjorde, die einen von den Kanälen treffen, denselben in ihre eigene Richtung hineinlenken und nachher ohne Abzweigungen durch die äussere Inselkette bis ins Meer fortsetzen.

Die Geologie dieser Gegend ist sehr wenig bekannt. Mit Ausnahme von der schon erwähnten Gegend der Peñas-Bucht (Tres Montes) kennt man nur krystallinische Gesteine, und zwar sowohl Granit und Syenit als die verschiedenen Formen von Schiefergesteinen, ausserdem noch, wenigstens in den inneren Cordillern, jüngere Eruptivgesteine.

Die dritte und südlichste von den Zonen, in welche wir diese Gebiete einteilen, — wir können dieselbe als die magellanische bezeichnen — wird in erster Linie durch die Anwesenheit mehrerer Durchbruchstrassen

¹ Die Breite der Strasse ist hier etwa 5 Km.

8-10
7-10
6-10
5-10
4-10
3-10
2-10
1-10

charakterisiert, welche die ganze über 150 Km. breite Gebirgskette durchsetzen und mit grossen Depressionen an ihrer Innerseite in Verbindung stehen¹. Es sind vorwiegend Längsstrassen, welche die Küstenlinie unter sehr spitzem Winkel treffen; zu diesen gehört die westliche Magellanstrasse und auch die Strasse, welche Union Sound und damit das Fjordsystem von Ultima Esperanza mit dem Meere verbindet. Ausserdem giebt es aber auch Querstrassen dieser Art, allerdings mit gewundenem Verlauf; so der Cockburn-Kanal mit der Magdalena-Strasse sowie die Barbara- und Jerome-Kanäle. Die Depressionen verteilen sich auf zwei Systeme, von denen das nördliche die Disappointment-Bucht mit dem in sie mündenden Fjord, Ultima Esperanza (Last Hope Inlet) sowie das Tiefland von Diana mit seinen Verzweigungen umfasst. Das südliche, viel grössere, zerfällt in zwei Abteilungen: erstens die Otway-Bucht mit dem durch eine schmale Strasse verbundenen Skyring Water, ferner, mit dem vorigen durch eine niedrige Landzunge vereinigt, der centrale Teil der Magellanstrasse (Broad Reach) mit dem Bahia Inútil (Useless Bay). Es ist nun bemerkenswert, dass jede von diesen Depressionen durch ein breites Querthal auch mit dem atlantischen Ocean verbunden ist. Im Süden setzt sich Bahia Inútil in dem San Sebastianthal fort; nach Broad Reach, das eben nur einen Teil von dem System der Magellanstrasse bildet, gelangt man, wie allgemein bekannt, durch den östlichen Teil dieser Strasse, und auch Ultima Esperanza entspricht genau dem breiten und tiefen Gallesthal. Man möchte gern wenigstens die beiden südlichen von diesen Thälern für Ausbildungsformen von Tieflandsfjorden halten; wie nachgewiesen werden kann, sind sie in interglazialer Zeit entstanden, und man könnte geneigt sein zu vermuten, dass auch die westlichen Durchbruchstrassen zu derselben Zeit ihre jetzige Ausbildung bekommen haben².

Betrachtet man die westliche Magellanstrasse mit ihrer Fortsetzung, dem Gabriel-Kanal und dem Fitton Harbour als einen einheitlichen Fjord von 350 Km. Länge, gehört dieser jedenfalls zu den grossartigsten der Erde, was noch mehr hervortritt, wenn man die nur durch eine kurze Querstrasse verbundene Fortsetzung des Längsthals in der Admiralitäts-Strasse sowie in dem Binnensee Fagnano, zusammen etwa 200 Km., mitrechnet. Auch

¹ Vergl. einen Vortrag vom Verfasser an d. VII intern. Geographen-Kongresse zu Berlin 1899; in Auszug gedruckt im Tages-Bericht für d. 3. October.

² Hier möchte ich auf eine merkwürdige Homologie aufmerksam machen. Ganz wie in Südamerika verläuft auch in Europa das Fjordgebiet in einem konvexen Bogen, und genau wie dort liegt auch hier auf der Innerseite der Gebirgskette auf der Grenze gegen die horizontal lagernden Schichtengesteine eine grosse kontinentale Depression, die Ostsee mit ihren Verzweigungen, sowie das Tiefland in der Richtung des Weissen Meeres. Dies grosse Senkungsgebiet steht mit dem Oceane durch die fjord- oder flusslaufähnliche norwegische Rinne in Verbindung. Die magellanische Depression ist beweislich quartär, und ihre Entstehung steht in naher Beziehung zu der Eiszeit. Obschon viel kleiner als die europäische, ist sie, auch wenn man das grosse Seengebiet von Santa Cruz nicht mitrechnet, über eine Länge von etwa 400 Km. bemerkbar. Auch die Tiefe ist sehr bedeutend und beträgt im südlichsten Teile des Broad Reach bis zu 585 M.

die Tiefen sind dementsprechend bedeutend und wechseln im östlichen Teile zwischen 2—400 M. Dann folgt zwischen etwa 73° und 73° 30' w. L. in dem nur etwa 4 Km. breiten Long Reach eine Strecke, wo an einer Stelle eine Tiefe von 1,097 M. beobachtet wurde, während 7 andere Lotungen meistens bei einer Tiefe zwischen 1,000 und 1,080 M. abgebrochen wurden. Nachher verringert sich wieder die Tiefe und ist an der Mündung höchstens 210 M., während für das ausserhalb liegende Vormeer die Zahlen noch geringer sind.

Für die Angaben über die Geologie dieser Gegenden verweise ich auf die Beobachtungen, die ich an anderer Stelle veröffentlicht habe¹. Die äussere Küstenzone besteht aus Granit, die centrale Kette, wo alle die bedeutenderen Kanäle auftreten, hauptsächlich aus metamorphischen Schiefergesteinen mit mächtigen Einschaltungen von stark gepressten Eruptivgesteinen. Der Unterschied zwischen den beiden Zonen, die eine mit ihrer Unzahl von Inseln und mit zahlreichen, meistens gewundenen Fjorden, die andere durch geradlinige Strassen mit genau parallelen Seitenabhängen und durch das Zurücktreten der eigentlichen Fjorde und der Inseln ausgezeichnet, ist auffallend und wurde schon von Kapitän KING hervorgehoben². Die Hauptrichtung der Kanäle ist derjenigen des Schichtenstreichens parallel oder bildet gegen sie nur einen kleinen Winkel.

Der bekannte, über 200 Km. lange Beagle-Kanal, der die Hauptinsel von dem südlichen Archipel trennt, ist ein ausgezeichnetes Beispiel einer derartigen Längsstrasse.

2. Grönland. Das grossartigste aller Fjordgebiete der Welt bildet Grönland, und obschon man wegen der Eisbedeckung die innere, überseeische Fortsetzung der Fjorde nur selten verfolgen kann, eignet es sich doch in anderen Beziehungen vorzüglich für genauere Untersuchungen über die Topographie und Bildungsweise der Fjorde. Solche Untersuchungen wurden hier besonders von KORNERUP³ und VON DRYGALSKI⁴ ausgeführt. Auf ihre Schlussfolgerungen komme ich unten zurück. Immerhin bietet auch das Studium von den Umrissen und der geographischen Verteilung dieser Fjorde mehrere Gesichtspunkte von Interesse. Am schönsten sind sie an der südlichen Westküste ausgebildet. Der Gebirgsgrund besteht hier aus Gneiss, meistens von einförmigem Aussehen; das Streichen ist sehr wechselnd, nähert sich aber meistens dem ost-westlichen. Die Fjorde sind meistens ausserordentlich lang und schmal, dabei verhältnismässig wenig verzweigt; dass benachbarte Radialfjorde durch eine kurze Längsstrasse verbunden sind, kommt allerdings häufig vor, nie aber findet man längere, der Küstenlinie parallele Strassen oder Kanäle, wodurch sich diese Fjordgegenden von allen

¹ Wissenschaftliche Ergebnisse der schwed. Expedition nach den Magellansländern 1895—97 Bd. 1.

² Vergl. Referat in Mission scient. du Cap Horn, Tome IV. S. 9 (auch 26).

³ Meddelelser från Grönland II: 162 sowie a. a. Stellen.

⁴ Grönland-Expedition d. Ges. f. Erdkunde I: 35 u. folg.

oben beschriebenen unterscheiden. Über die unterseeische Topographie kennt man nur wenig; so weit bekannt, ist sie die bei den Fjorden normale¹.

Zwischen 69° und 72° n. Br. schliesst sich den Gneissgebieten eine äussere Zone von cretaceischen und tertiären Sedimentgesteinen, überlagert von Basaltdecken, an, und hier verändert sich auf einmal vollständig das Aussehen der Fjorde. Statt schmaler Rinnen findet man die über 50 Km. breiten Disco- und Nordostbuchten. Dass diese aber unterseeisch die für die Fjorde charakteristische Beckenform besitzen, ist wahrscheinlich, obschon nicht sicher nachgewiesen. In ihren inneren Teilen gehen sie, wo sie die Gneisszone treffen, in echte Fjorde über, so z. B. in den von DRYGALSKI beschriebenen Karajakfjord. Es ist dieselbe Erscheinung, die wir unter ganz ähnlichen Verhältnissen in British Columbia nördlich von der Vancouver-Insel gesehen haben, und wir haben hier eines der interessantesten Beispiele von der nahen Abhängigkeit der Form der Fjorde von der Geologie der Umgegend.

Das nördliche Grönland eignet sich für eine Betrachtung der Fjorde nicht. Auch die Ostküste wollen wir nur kurz erwähnen. An ihrem südlichen Teil sind die Fjorde wenig bekannt² und, wie es scheint, wenig entwickelt, was vielleicht darauf beruht, dass sie teilweise mit Eis ausgefüllt sind. Nördlich von der 70. Parallele bilden aber Scoresby Sound, der Franz Joseph Fjord und das neuerdings von NATHORST entdeckte Kanalgebiet des König Oscar Fjords eins von den grossartigsten Fjordgebieten der Welt. Die Beckenform ist beinahe sicher nachgewiesen. Interessant ist besonders der ersterwähnte Fjord: an seiner Mündung, die in Gneiss liegt, ist er schmal; dann aber erweitert er sich schnell zu einem ausgelehnten Becken, und hier besteht der Berggrund seiner Umgebungen grösstenteils aus Basalt und jüngeren Sedimentgesteinen. Noch weiter westlich, wo wieder ein Gneissgebiet getroffen wird, teilt sich die Bucht in schmale Fjordarme, die tief in das Land hineingreifen.

3. Spitzbergen. Ein einziger Blick auf die Karte zeigt uns, dass echte Fjorde auf Spitzbergen nur in sehr bescheidenem Masse vorkommen. Was hier Fjorde genannt wird, sind breite, offene Buchten, allerdings nicht trichterförmig. Sogar der typischste von allen den grösseren, Wijde Bay, hat ein Verhältnis zwischen Länge und Breite etwa wie 1: 8. Dies hängt offenbar mit der geologischen Struktur des Landes zusammen, das hauptsächlich aus jüngeren Sedimentgesteinen aufgebaut ist, und die Fjorde erinnern auch in ihrer Form an diejenigen der norwegischen Finmarksküste (vergl. S. 193), wie z. B. den Porsangerfjord. Interessant ist besonders der Eisfjord, wo die Geologie und Topographie der Umgebungen letzters von G. DE GEER studiert wurde. Die Mündung liegt in metamorphischen Gesteinen der Hekla-Hookgruppe, und ist deshalb verhältnismässig schmal, nachher erweitert sich aber der Fjord zu einer weiten Bucht, sobald er in

¹ Vergl. JENSEN in Medd. fr. Grönland I: S. 31 u. 33.

² Die Resultate einiger Lotungen in dem König Oscar-Hafen teilt A. E. NORDEN-SKIÖLD in der Arbeit über die zweite Dickson'sche Exp. nach Grönland, Karte S. 424, mit.

die jüngeren Sedimente hineinkommt, ganz wie unter ähnlichen Verhältnissen das Scoresby Sound. Nur fehlen hier die inneren, schmalen Verzweigungen, eben weil hier keine Gneissgesteine auftreten. DE GEER hat nachgewiesen, dass die Umriss der Hauptbucht durch Verwerfungen bestimmt sind. Ich komme weiter unten auf diese Frage zurück.

Die submarine Topographie dieser Buchten ist wenig bekannt. Doch bleibt zu erwähnen, dass auch auf Spitzbergen Buchten vorkommen, die sich sowohl durch ihre über- wie unterseeischen Formen als typische Fjorde erweisen. Diese finden sich aber eben in den Gegenden, wo das Grundgebirge zu Tage tritt. Das sog. Danskattet bei Smeerenburg ist eine typische Fjordstrasse¹.

4. Island. Fjordähnliche Bildungen kommen an der isländischen Küste in einigen Gegenden zahlreich, in anderen gar nicht vor, und es ist sehr wahrscheinlich, dass diese verschiedenartige Küstengliederung auf Ungleichheiten in dem geologischen Bau des Landes beruht². Die Buchten treten sämtlich in horizontal gelagerten Basaltgesteinen auf. Man unterscheidet breite, offene Buchten und schmale Meeresstrassen, die oft gleich den Fjorden zweiter Ordnung in die ersteren hineintreten. Nach einer Mitteilung von Dr. THORODDSEN³ erweisen sich diese häufig insofern als echte Fjorde, als sie tiefe, durch Felsenschwellen abgesperrte Becken bilden. Über ihre Entstehung äussert sich der erwähnte Forscher nicht, nur hält er es, was einige von ihnen betrifft, für wahrscheinlich, dass ihre erste Anlage durch Dislokationen bedingt sei, und dies wäre sogar für einige der grösseren Buchten, wie z. B. Breidifjörður, beweislich.

Die noch übrig bleibenden Fjordgebiete müssen wir hier übergehen. Die Fjorde des amerikanischen Ostens sind, mit Ausnahme von ihren südlichsten Vertretern, den von REMMERS beschriebenen⁴, dem schwedischen Bohuslänstypus (Vergl. S. 194) entsprechenden Fjorden der Provinz Maine, wenig bekannt, und ich begnüge mich damit, auf die Arbeit DINSE's zu verweisen⁵. Sehr schön entwickelt sind die Fjorde auf Neu-Zeeland. Dieselben treten in Gneiss auf und ähneln auch den unter ähnlichen Verhältnissen vorkommenden Fjorden SW-Grönlands darin, dass Längsstrassen, und damit auch die Inselabschnürung, stark zurücktreten⁶.

Das in vielen Beziehungen bekannteste aller Fjordgebiete, Schottland, kann hier aus eben diesem Grunde übergangen werden, und ich verweise nur auf die Arbeit DINSE's und die von ihm citierten Werke, sowie besonders auf die Darstellungen und Karten von J. GEIKIE⁷.

Dass Fjordbildungen auch an *Binnenseen* vorkommen, ist nach der

¹ Vergl. die Karte in Ymer 1898, S. 16.

² Vergl. DINSE, S. 200.

³ In einem Brief an der Verfasser.

⁴ Unters. d. Fjorde a. d. Küste von Maine. Inaug. Diss. 1891.

⁵ A. a. O. S. 201, 246 u. 257.

⁶ Vergl. ausser DINSE auch v. LENDENFELD, Austral. Reise (1892) S. 174.

⁷ The Great Ice-Age S. 230 u. folgende. Vergl. auch H. R. MILL, The Clyde Sea Area, Trans. Roy. Soc. Edinb. XXXVI (1892): 641.

Darstellung RATZEL'S¹ wohlbekannt. Von europäischen Seen scheinen in dieser Hinsicht besonders die Seen Ladoga und Onega ausgezeichnet zu sein. Die Buchten im Mälar-See entsprechen völlig den Fjorden der angrenzenden Ostseeküste.

Über die Ursachen der Fjordbildung. Zusammenfassung und Schluss.

Charakteristik und Einteilung der Fjorde. Die obige Darstellung hat uns gezeigt, dass in den Gegenden, wo auch aus anderen Gründen eine frühere ausgedehnte Eisbedeckung nachgewiesen worden ist, an allen Küsten der Faltungs- und Abrasionsgebirgsländer, ferner an sehr vielen der höheren Tafelländer sowie ausserdem der Gebiete mit archaischem Berggrunde überhaupt, in überaus zahlreicher Menge beckenförmige Einbuchtungen anwesend sind, die mit einem gemeinsamen Namen als Fjordbildungen zusammengefasst werden können, und welche dadurch charakterisiert sind, dass sie gesellig auftreten, über grössere Gebiete wenigstens eine Annäherung zur Parallelität zeigen, über lange Strecken dieselbe Breite beibehalten, meistens ohne von den Seitenthälern beeinflusst zu werden, und endlich dass sie im Verhältnis zu ihrer Breite lang (5—40 Mal die Breite) und tief (Verhältnis in typischen Fällen zwischen 1: 2 und 1: 15 wechselnd) sind. In den meisten Fällen zeigen in derselben Gegend alle Fjorde grosse Ähnlichkeit, oder, wo sie zu mehreren Typen gehören, sind diese unter sich ähnlich; in verschiedenen Gegenden sind sie häufig verschieden. Dies hängt in erster Linie von Abweichungen in der Beschaffenheit des Gebirgsgrundes ab, der auf das Aussehen der Fjorde viel grössere Einwirkung ausübt als regionale Differenzen, wie man es in den Gegenden mit wechselndem Untergrunde findet. Ferner übt auf das Aussehen und die Tiefe der Fjorde die Topographie der Umgegend einen grossen Einfluss aus, und zwar nicht nur betreffs der einzelnen Fjorde, sondern auch betreffs grösserer Gebiete: in demselben Masse wie die Umgegend flacher wird, werden auch die Fjordbuchten breiter und weniger tief. Die tiefsten Fjorde sind fast immer schmal und besitzen auch überseeisch steile und hoch aufragende Seitenabhänge; überhaupt findet man die tiefsten Fjorde in harten, gleichförmigen Gesteinen.

Von diesen Gesichtspunkten aus kann man die Fjorde und fjordartigen Bildungen — wir sehen hier von den Föhrden und anderen Einbuchtungen der Schwemmlandsküsten ganz ab² — in der folgenden Weise einteilen:

¹ P. M. XXVI (1880): 387.

² Dass ich die Buchten, welche nicht Beckenform zeigen, überhaupt nicht zu den Fjordbildungen rechne, wird aus dem vorigen hervorgehen. Höchstens sind unter ihnen einige frühere, jetzt zugeschlämmte Fjorde vorhanden.

- I. Fjorde der Faltungsgebirge und höheren Abrasionsgebirge: schmal und tief (bei den Hauptfjorden Länge mindestens = der zehnfachen Breite; Breite höchstens = der zehnfachen Tiefe). Man könnte sie als »echte Fjorde« bezeichnen.
- II. Fjorde in bankförmigen oder horizontal lagernden Gesteinen: meistens breite und tiefe Buchten, ebenso wie die Fjorde der ersten Gruppe durch die *Steilheit* ihrer Abhänge charakterisiert.
- III. Fjordartige Bildungen ausserhalb der Gebirgsgegenden: häufig von bedeutender Länge; die Tiefe steigt aber sehr selten zu $\frac{1}{10}$ von der Breite, weil die Abhänge weniger steil sind. Wegen der geringen Höhe der Umgebungen treten Abbrüche in der Kontinuität der Thalseiten ein: die Breite der Wasserstrassen wechselt, und die Umgebungen lösen sich in Inseln auf.

Bei einer weiteren Einteilung wollen wir die fraglichen Bildungen in folgender Tabelle zusammenstellen:

Gruppe	Bezeichnung	Typische Vorkommnisse	Gebirgsgrund
I	Radialfjorde (rein)	West-Grönland Neu-Zeeland	Granit, Gneiss u. s. w.
	Parallelstrassen ¹	NW-Amerika Patagonien	Längskettengebirge
	Kombinationsfjorde	Norwegen	Abrasionsgebirge mit wechselnden Gesteinen
II	Finmarkstypus	Finmarken Spitzbergen	Bankförmige Gesteine in nicht steiler Lage
	Breite Buchten	Disco, Golfo de Peñas	Jüngere Gesteine, meistens mit Basalt
III	Mainetypus Fjärde	Maine, Bohuslän die Ostseeküsten	Massige und altkrystallinische Gesteine

Als den Fjorden nahestehende Bildungen sind wohl auch viele beckenförmige Einsenkungen in der unterseeischen Küstentafel in der Nähe der Fjordküsten aufzufassen

Fassen wir die Ergebnisse der Untersuchung für die einzelnen Gruppen unserer Tabelle zusammen, so finden wir:

¹ Immer in Kombination mit Fjorden von den Gruppen I a oder (selten) I c. Zu den eigentlichen »Kombinationsfjorden« rechne ich nur solche, die in Verbindung mit Wechselungen im Gebirgsgrunde bedeutende Wechselungen an Richtung, Begrenzung und Tiefe zeigen, wie z. B. typisch der Trondhjemsfjord.

dass auch reine Radialfjorde, wo dieselben besser bekannt sind (Neu-Zeeland¹, Fisketjord in West-Grönland²; Lynn Kanal sowie einige norwegische Fjorde, wenn man sie zu dieser Gruppe rechnet) im Längsprofil ein unruhig wechselndes Bodenrelief mit hoch ansteigenden Schwellen zeigen. Wie ausserordentlich verwickelt solche Fjorde die Küstenlinie machen können, zeigen uns die Karten von West-Grönland; es ist besonders augenfällig, wie konstant die Breite bleibt, auch wo gleichgrosse Thäler zusammenstossen;

dass die reinen Parallelstrassen wenigstens zuweilen (West-Patagonien) sehr tief sind; die allergrössten Tiefen liegen jedoch dort, wo die Kanäle gegen das Meer abzweigen und sich als gewöhnliche Fjorde verhalten (westliche Magellanstrasse). Überhaupt ist es auffallend, dass diese Kanäle in ihrer Richtung (nicht aber in der Form) von bedeutenderen Radialfjorden des inneren Landes stark beeinflusst werden (mehrere Beispiele aus Nord- und Südamerika);

dass an den Längsküsten ein Fjordsystem häufig aus mehreren Längsthälern besteht, die durch kurze Querthäler verbunden sind, und dass dann die letzteren häufig enger und tiefer sind als die anderen;

dass auch sonst die allermeisten Fjorde Systeme von in verschiedenen Richtungen laufenden Thälern und Nebenthälern sind, und dass dabei die Seitenthäler sich fast immer durch ihre Beckenform als selbständige Fjorde erweisen. Nur selten, wo sich ein Thal in zwei andere naheliegende Thäler verzweigt, die schmalere sind als der Hauptfjord, setzt sich die Tiefe unverändert in beide fort (Chilkat und Chilkoot Inlet in Alaska). Nicht sehr häufig ist es, dass das Nebenthal durch eine wallförmige Erhebung abgesperrt wird, während sonst der Boden in beiden gleich tief liegt (Beisp. vielleicht der Endicott Arm in Alaska (S. 198) und der Namsenfjord bei Folden). Zumeist findet man eine vollständige Unabhängigkeit, so dass entweder der Nebenfjord in seinem inneren Teil tief, an der Mündung aber seichter ist, und dass nachher auch das Hauptthal über längere oder kürzere Strecken weniger tief ist (Beispiele: Lysefjord [Tiefe 431 M., Schwelle 21 M.] im Verhältnis zu dem hier etwa 180 M. tiefen Hölefjord³; der Trondhjemsfjord bei Trondhjemsleden; Vefsen und mehrere andere von den Fjorden im Gebiete der S. 185 und 188 wiedergegebenen Karten), oder auch fällt die Tiefe von der Schwelle des Nebenfjords steil bedeutend unterhalb derjenigen des letzteren selbst⁴ (Beispiele: der höchstens 384 M. tiefe Sörfjord bei der Mündung in den 700 M. tiefen Hardangerfjord; ferner z. B. der Visten-Fjord (Karte S. 188) und der den Rövde-Fjord von Süden treffende Nebenfjord (Vergl. die Karte S. 185); kleiner Karajak in Grönland). Alle diese

¹ Vergl. die tabellarische Zusammenstellung und die Karte in der Arbeit DINSE's.

² Meddel. om Grönland I: 33.

³ Vergl. die Reproduktion in BERGHAUS Phys. Atlas, Abt. II. N:o 8.

⁴ Die ähnliche Erscheinung, wo der Boden der Seitenthäler auch an der Mündung höher liegt als das Hauptthal, wurde von PENCK aus den Alpen beschrieben und als ein kräftiger Beweis für die Gletschererosion hervorgehoben (Die Übertiefung der Alpenthäler, Vortrag a. d. VII. intern. Geographen-Kongress, Berlin 1899). Dieselben Schlussfolgerungen hatte A. R. WALLACE aus den Reliefverhältnissen vieler fjordähnlichen Gebirgsseen gezogen (Ref. in GEIKIE, The Great Ice Age, S. 229).

betreffe der Tiefe unabhängigen Nebenfjorde üben gewöhnlich auf die Breite der Hauptthäler keine Einwirkung aus;

dass auch ganz kurze Fjorde häufig schon am inneren Ende bedeutende Tiefe erreichen, jedoch nie eine so grosse, wie die langen Hauptfjorde des Gebirgslandes;

dass, während die Tiefenverhältnisse der langen und schmalen Buchten vom Finmarktypus wenig bekannt sind, die Tiefen der breiteren Öffnungen in den Fjordküsten gross, aber nicht übergross sind (in der Discobucht z. B. etwa 500 M.).

Was endlich die Frage nach den überseeischen Fortsetzungen der Fjorde betrifft, haben wir gesehen, dass die Fjorde in Gegenden, wo die Schneelinie tief liegt, häufig unmittelbar von einer steilen Karenwand begrenzt werden, dass aber gewöhnlich in ihrer Fortsetzung tiefe Thäler liegen, in denen man häufig langgestreckte und tiefe Seen findet, die, soweit man ihre Begrenzung sehen kann, entweder von Schuttmassen oder von Felsenschwellen abgesperrt werden. Ein terrassenförmiges Steigen der Thäler ist nicht selten. Landeinwärts enden die Thäler gewöhnlich ganz unvermittelt gegen einen kurzen, steilen Abhang; sehr selten (Patagonien) wird die ganze Gebirgskette von ihnen durchbrochen; etwas häufiger kommt es vor, dass sie sich durch ein Längsthal fortsetzen, nachdem sie eine erste Hügelkette durchquert. An der Innerseite der Passhöhe ist die Böschung gewöhnlich viel sanfter. In vielen Gegenden trifft man dort ein Hochplateau mit zahlreichen, unregelmässig begrenzten, wohl meistens nicht sehr tiefen Seen, und an dem inneren Abhang dieses Plateaus, wo die Flussthäler tiefer liegen, fängt in diesem Falle das Gebiet der fjordähnlichen, häufig sehr tiefen Randseen an. In anderen Gegenden findet sich unmittelbar an der Kammlinie der Wasserscheide eine ausgeprägte Fortsetzung des Fjordthals (Beispiel das obere Yukonthal), aber auch hier beginnen die Randseen erst in einiger Entfernung. In deutlichen Längsketten, wo neben den typischen Fjorden Kanalstrassen vorkommen, findet man auch bei den Randseen der Innerseite eine ausgesprochene Tendenz zu einer der Küstenlinie parallelen Anordnung (besonders in British Columbia, nicht oder weniger in Patagonien, wo jedoch die Geologie an der Innerseite der Gebirgskette abweichend ist).

Fjordähnliche Bildungen ausserhalb der ehemaligen Vergletscherungsgebiete. Von verschiedenen Forschern ist bereits wiederholt hervorgehoben, dass echte Fjorde niemals ausserhalb der jetzt oder früher vergletscherten Gebiete vorkommen. Diese Ansicht wurde jedoch nicht von allen geteilt, sondern es wurden zu den Fjorden auch zahlreiche andere schmale Meeresbuchten in Gegenden gerechnet, die nie vom Eis bedeckt gewesen. Die Ursache dieser verschiedenen Auffassungen liegt wohl darin, dass man nicht den Umstand gebührend berücksichtigt hat, dass die Fjorde gesellig auftretende, tiefe Becken sind. In Wirklichkeit kommen in Europa südlich von etwa 55° Lat. keine Fjorde vor. Es finden sich allerdings an mehreren Stellen schmale, untergetauchte Thäler, und zwar sowohl

Radialthäler (Riastypus) als Längsthäler (Dalmatischer Typus¹), aber die ersteren sind meistens trichterförmig, und für beide Gruppen gilt, dass die relativen Tiefenunterschiede, wenn sie sich überhaupt als Becken zeigen, sehr gering sind, so dass die Schwellen wohl meist nur als angeschwemmtem losem Material gebildet aufgefasst werden können². Die aussereuropäischen Küsten sind in dieser Beziehung weniger bekannt, und es wäre eine dankbare Aufgabe, dieselben nach dieser Richtung hin näher zu untersuchen, aber schon jetzt können wir sagen, dass ausserhalb der einst vergletscherten Gebiete keine einzige Meeresbucht, viel weniger ein System von Meeresbuchten, bekannt ist, die wegen ihrer sowohl über- als unterseeischen Formen mit den typisch entwickelten Fjorden in West-Grönland, Norwegen oder Neu-Zeeland verwechselt werden könnte³.

Die Ursachen der Fjordbildung. Nach dem eben Gesagten bleibt kaum der geringste Zweifel übrig, dass die Fjordbildung in irgend einer Beziehung zu der Gletscherbedeckung steht. Dies ist auch schon von den verschiedensten Seiten anerkannt worden. Um so mehr gehen aber die Ansichten auseinander, wenn es gilt, eine Erklärung zu geben, wie diese Einwirkung geschah.

Es ist nicht meine Absicht, hier eine ausführliche Historik über diese Ansichten zu liefern oder auch alle die aufgestellten Erklärungsversuche näher zu erörtern, sondern ich muss mich damit begnügen, auf die gewöhnlichen Handbücher sowie auf die zahlreichen dort und auch teilweise von mir und von DINSE citierten Arbeiten über Fjorde und Randseen zu verweisen⁴. Aber ehe wir zu einer kurzen Darstellung der wichtigsten Hypothesen übergehen, wollen wir hier die Ergebnisse einiger Specialuntersuchungen erwähnen, die sich nicht auf die Fjorde im allgemeinen, sondern auf gewisse näher untersuchte Einzelfälle beziehen.

Durch die bekannten, schon oben citierten Arbeiten BRÖGGER's wurde nachgewiesen, dass auf einer grossen Strecke im südöstlichen Norwegen, wo u. a. der Kristianiafjord und der Langesundsfjord sowie die Seen Tyrifjord und Mjösen (teilweise) belegen sind, der Gebirgsgrund seine jetzige Lage durch grosse Verwerfungen bekommen hat, welche hauptsächlich gleichzeitig mit einer grossen postsilurischen Eruptionsepoche stattgefunden haben. Diese Verwerfungsspalten und die sie begleitenden Zerklüftungsspalten waren in so fern für die Topographie dieser Gegend von Bedeutung, als die Richtung der Fjorde, Täler und Klüften von ihnen bestimmt wurde. Aber das Bett des Kristianiafjordes selbst sowie überhaupt das jetzige Bodenrelief und besonders die Täler sind durch eine umfassende Erosion entstanden, welche zuerst die wegen der Verwerfungen unregelmässige Oberfläche einigermaßen nivelliert hatte, und die Bildung der beckenförmigen Einsenkungen der hauptsächlich in den gesenkten,

¹ v. RICHTHOFEN, Führer f. Forschungsreisende, S. 308.

² Vergl. die Karten in BERGHAUS' Physikal. Atlas, Abt. II N:o 4.

³ Vergl. weiter die Auseinandersetzung DINSE's a. a. O. S. 242 u. folg.

⁴ Vergl. z. B. PENCK, Morphologie der Erdoberfläche, II: 324 und 575.

jüngeren Sedimentgesteinen auftretenden Fjorde schreibt der Verfasser in erster Linie der Erosion der Gletscher zu¹.

Wir bemerken hier, dass der Kristianiafjord, wie jede Karte zeigt, eine von den echten Radialfjorden ziemlich abweichende Form besitzt, sowohl durch seine schon am innersten Ende bedeutende Breite (15 Km.), als durch die eigentümliche Einbuchtung des Bundefjords und durch den grossen Inselreichtum und die wenig hervortretende Parallelität der Begrenzungselemente. Dies beruht wahrscheinlich auf der Beschaffenheit des Gebirgsgrundes, zugleich aber, wenigstens im inneren Teile, auf der Anwesenheit der Verwerfungsspalten, die somit den typischen Fjordcharakter entstellt haben. Nur *ein* Teil ist typisch fjordähnlich; es ist die Dröbaksrinne, wo auch das Gestein an beiden Seiten Gneiss ist. Aber eben hier ist es BRÖGGER trotz sorgfältigen Beobachtungen nicht gelungen, eine Verwerfung nachzuweisen, obschon ja damit die Möglichkeit nicht ausgeschlossen ist, dass eine Verwerfung oder wenigstens eine oder mehrere Zerklüftungsspalten hier vorliegen².

In seinem Bericht über eine Expedition nach dem Eisfjorde in Spitzbergen³ teilt G. DE GEER mit, dass »der ganze gewaltige Fjord mit seinen grösseren Verzweigungen und seinen Küstenebenen eine gesunkene Partie der Erdkruste bildet«, und spricht ferner die Ansicht aus, dass nicht nur die übrigen Fjorde Spitzbergens sondern auch die meisten in Skandinavien vorkommenden auf dieselbe Weise wie der Eisfjord gebildet seien, weshalb er die Beobachtungen dort auf das Problem der Fjordbildung im allgemeinen übertragen zu können meint.

Hierzu ist zu bemerken, erstens dass der Eisfjord mit seiner keilförmigen Gestalt und einer Breite von bis zu beinahe 40 Km. unter allen Fjorden der Welt fast allein steht, und dass deshalb die dort gemachten Beobachtungen kaum für die echten Fjorde typischer Gestaltung verwertet werden können, und ferner dass es wenigstens aus der vorläufigen Mitteilung DE GEER's nicht hervorgeht, ob nicht vielleicht auch hier die Bildung des unterseeischen *Beckens* durch andere Kräfte, eventuell die Erosion, hervorgerufen ist als diejenigen, denen die Lage desselben bestimmende Einsenkung ihre Entstehung verdankt.

Ehe ich zu einer kurzen Erörterung der Fjordbildungshypothesen übergehe, will ich hier hervorheben, dass, wenn anders nicht gesagt wird, ausschliesslich die Bildung der für die Fjorde im Unterschied von anderen Buchten charakteristischen Beckenform gemeint ist.

Zuerst wollen wir hier daran erinnern, wie häufig man in den Fjordgegenden eine Übereinstimmung zwischen der Richtung der Fjorde und den Kluft- und Spaltenrichtungen nachgewiesen hat. Für die beiden

¹ Es wird dabei die Möglichkeit offen gelassen, dass ausnahmsweise einzelne breite Depressionen, sog. "Tiefen" (innerer Teil des Frierfjords) direkt durch die Dislokationen hervorgegangen seien (s. weiter Spaltenverwerfungen Seite 345).

² Bildungsgesch. d. Kristianiafj. S. 79 (175) und 111 (207).

³ Ymer, XVI (1896): 262.

oben erwähnten Fälle ist dies selbstverständlich, und BRÖGGER erwähnt besonders die Anwesenheit sowohl von klaffenden Spalten als von Zerquetschungszonen. Ein schönes Beispiel bietet ferner die von SJÖGREN sowie hier oben beschriebene Sulitelmagegend. Die ausführlichste Darstellung dieser Frage verdanken wir KORNERUP in seiner Beschreibung der westgrönländischen Fjorde¹, und einige der von ihm mitgeteilten Abbildungen zeigen uns besonders schön diese Beziehung zwischen den Diaklasen des Gneissgrundes und den Hauptzügen der Orographie. Auch v. DRYGALSKI betont den Zusammenhang zwischen Zerklüftung und Thalbildung². Aus anderen Gegenden, besonders Norwegen und Schottland, liegen über denselben Gegenstand zahlreiche Untersuchungen vor; ich erwähne nur die Arbeiten KJERULF's sowie, um auch aus einer nicht zu den eigentlichen Fjordgebieten gehörenden Gegend ein Beispiel zu nehmen, die Untersuchungen SVEDMARK's in Upland³.

Wenn man die Ursachen der Fjordbildung ins Auge fassen will, hat man zuerst die Frage aufzuwerfen, ob man sie als echte Felsenbecken oder nur als teilweise zugeschüttete Pseudobecken auffassen soll. Ganz sicher lässt sich diese Frage nicht entscheiden. Dass der zuweilen vorgebrachte Beweis gegen die Zuschüttungstheorie, dass die Breite der äusseren, seichten Küstentafel in keinem Verhältnis zu der geringen Grösse des Erosionsgebietes stehe, nicht stichhaltig ist, habe ich schon in einer früheren Mitteilung⁴ nachgewiesen. Aber noch weniger ist es ein Beweis *für* diese Theorie, dass man an der Mündung der Fjorde so häufig lose Schutt- und Moränenmassen findet, denn diese mussten sich unter allen Umständen dort ablagern, und zwar um so eher, wenn hier eine Erhebung im Gebirgsgrunde vorlag. Aber die Verhältnisse an der Mündung vieler Seen (z. B. des Langvandsees) sowie z. B. des Saltenfjords (s. oben S. 165) scheinen mir zu beweisen, dass in den Fjordgebieten wenigstens zuweilen Felsenbecken vorliegen. Auch sonst entspricht diese Theorie in keiner Weise den Verhältnissen und dürfte auch jetzt von wenigen Forschern vertreten sein. Es ist schwer zu verstehen, wie viele von den kurzen Fjorden, die auch überseeisch keine hervortretende Fortsetzung finden, und besonders die Karenfjorde schon an ihrem ersten Anfang eine so bedeutende Tiefe besitzen könnten, wenn sie gesenkte Flusstäler wären. Und ferner, weshalb findet man von diesen zahllosen, ursprünglich ausserordentlich tiefen Thalern nie Fortsetzungen von ähnlicher Tiefe ausserhalb der Küstenlinie, da hier doch andere Einsenkungen, wie die norwegische Rinne, vorkommen, und weshalb besteht überhaupt der innige Zusammenhang zwischen Tiefe und Topographie? Es ist ferner kaum denkbar, dass in der Küstenzone eine solche Menge von präglacialen Flusstälern vorhanden sein könnte, deren Boden 500—1000 M. unter der Meeresoberfläche liegt, ohne

¹ Meddelelser fr. Grönland II: 162.

² A. a. O. S. 42.

³ Orografiska studier inom Roslagen. Geol. Fören. Förh. IX: 188.

⁴ Geol. Fören. Förh. XVII: 379.

dass von ihnen im Inneren des Landes mehr Spuren zu finden wären, als jetzt z. B. in Skandinavien der Fall ist. Übrigens erklärt die Theorie auch sonst nicht das unterseeische Bodenrelief der Fjorde mit deren Seitenzweigen, z. B. nicht die S. 215 erwähnte »Übertiefung«.

Es ist deshalb höchst wahrscheinlich, dass die meisten Fjorde Felsenbecken sind. Dann liesse sich zunächst denken, dass sie diese Form durch unregelmässige Bewegungen der Erdkruste bekommen hätten, gleich denjenigen, welche HEIM am Zürichersee nachgewiesen hat¹, sei es dass dieselben durch Gletscherdruck oder in anderer Weise hervorgerufen wären. Das ist aber nicht der Fall. In allen Fjordgebieten verhalten sich die Nebenfjorde, besonders wenn sie die Hauptkanäle annähernd rechtwinkelig treffen, gleichviel ob letztere breiter sind als sie selbst oder nicht, ganz als selbständige Fjordbecken. Davon haben wir bereits viele Beispiele gesehen; eines der bekanntesten ist der in BERGHAUS' Atlas wiedergegebene Lysefjord. Man müsste dann lokale Aufwölbungen, häufig von vielen Hunderten von M., an der Mündung sehr vieler Seitenfjorde annehmen, was undenkbar ist. Für die Annahme, dass man es hier mit Anschwemmungen, an der Mündung der Hauptfjorde dagegen mit Felsenschwellen zu thun habe, liegt kein Grund vor².

Eine andere Hypothese ist, dass Verwerfungen — es würden in diesem Falle meistens Grabsenkungen sein — die Ursache der Fjordbildung seien. Bekanntlich sind solche in einigen Fjordgegenden nachgewiesen worden, aber bisher nur an Stellen, wo die Fjorde nicht typisch ausgebildet sind, und ausserdem steht in dem einzigen genau bekannten Falle fest, dass die Verwerfungen nicht die Beckenform verursacht haben. Dagegen wurde bisher niemals der Nachweis geführt, dass irgend einer von den echten, in krystallinischen Gesteinen auftretenden Radialfjorden mit Verwerfungen in Verbindung stehe, und doch würden sich bei der in Fjordgebieten gewöhnlichen Abwechselung des Gebirgsgrundes einem solchen Nachweis kaum grosse Schwierigkeiten entgegenstellen. Dagegen haben wir in einem ähnlichen Falle (der Langvandsee) gesehen, dass eine merkbare Verwerfung *nicht* vorliegt. Grabsenkungen von dem Aussehen z. B. des Sognefjords sind in der Welt sonst nirgends bekannt³, und noch viel weniger lässt es sich denken, dass derartige Einsenkungen an allen Gebirgsküsten der Glaciationsgebiete in solcher Zahl und Grösse vorhanden wären, ohne dass man von ihnen im Inneren derselben einige sichere Spuren finden würde. Es liessen sich noch viele andere Gegengründe vorbringen; besonders bleibt auf diese Weise der in gewissen Teilen vieler Fjorde (z. B. des Trondhjemsfjords) auffallende Abhängigkeit der Fjordrichtung von dem Streichen der Schichten unerklärt, während andere Teile desselben

¹ Vergl. das Citat oben S. 161.

² Es ist dabei natürlich nicht ausgeschlossen, dass derartige Erscheinungen unter Umständen bei der Fjordbildung teilweise mitgewirkt haben können.

³ Der bekannte Kaledonische Kanal in Schottland, der mit einem Längsbruch in Verbindung steht, weicht in seinem Aussehen von den Fjorden zu sehr ab, um hier als ein Beispiel vorgebracht werden zu können.

Fjords das Streichen überqueren und dabei sowohl an Tiefe als an Breite und Begrenzung verschiedenartig ausgebildet sind.

Es bleibt somit nur die Möglichkeit übrig, dass die Becken direkt durch Erosion, und zwar durch Gletschererosion, ausgehöhlt seien, und es ist auffallend, wie gut diese Hypothese die meisten Eigenschaften der Fjorde erklärt. Es sei aber sofort bemerkt, dass ich dieselbe nicht für die eigentliche *Thal*-bildung in Anspruch nehme; im Gegenteil muss man annehmen, dass die meisten von den Thälern, in denen jetzt Fjorde liegen, schon in präglacialer Zeit existierten, und dass die Gletscher eben diesen präexistierenden Flussthälern gefolgt sind. Ferner ist es klar, dass ein bedeutender Teil der Differenzen zwischen den Fjordtiefen und den Schwellen von dem auf den letzteren abgelagerten Moränenmaterial der Gletscher herrührt; die exakte Tiefe der Felsenbecken können wir somit nicht feststellen, und einige von den Unregelmässigkeiten im Bodenrelief rühren wohl von demselben Grunde her. Mit Rücksicht aber auf diese Verhältnisse lassen sich die meisten Erscheinungen bei dem Auftreten der Fjorde erklären. Es wird dadurch begreiflich, dass die Flussthäler und deshalb auch die Fjorde an die Verwerfungsspalten gebunden sind, wo solche vorkommen; ferner dass sie gern dem Schichtenstreichen folgen und vorzugsweise die Gegenden mit weichem Gesteinsgrunde aufsuchen, hier aber breiter und zugleich, weil eine Erosion gegen die Tiefe, um Platz zu gewinnen, nicht so notwendig war, weniger tief werden. Auch sonst lässt sich ihr mit der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes wechselndes Aussehen leicht erklären. Die z. B. im Hintergrunde des Kristianiafjords liegenden Inseln von losen paläozoischen Gesteinen wurden nicht hinwegerodiert, eben weil die Breite des Thals gross war und sie von den Hügeln des Hinterlandes geschützt wurden; in schmalen Rinnen fehlen dagegen alle Inseln auch von den härtesten Gesteinen. Ausserdem lassen sich noch wichtigere Eigenschaften erklären: die von einander ganz unabhängige Sohlentiefe benachbarter Fjordthäler, wobei das relativ schmalste, besonders aber dasjenige, welches am meisten geeignet war, die grösste Eismasse in eine enge Kluft zu sammeln, zugleich das tiefste ist. Wenn die Gletschermasse von dieser Kluft in das flachere Vorland hinaustrat, konnte sie allerdings ihr tiefes Bett ein wenig verschieben, zuweilen sogar eine Strecke in das ganz flache Küstenplateau hinaus, aber die Tiefe musste hier schnell abnehmen. So entstanden die Schwellen. Ferner versteht man, weshalb die verschiedenen Thäler eines und desselben Fjordsystems betreffs der Tiefe von einander unabhängig sind. Ein Gletscher hat nach den gewöhnlichen Gesetzen in einem Thal sein Bett tiefer verlegt; wenn er nun an der Mündung des Thals einen anderen Gletscher traf, traten Stauungen ein, und die Erosion hörte auf. Wenn in dem neuen Thal die Verhältnisse für Gletschererosion weniger günstig lagen, wurde dies Becken weniger tief als sein Nebenfjord; konnte sich aber das Eis hier freier bewegen, dann lag die Möglichkeit vor, dass hier ein noch tieferes Becken ausgehöhlt wurde, und es entstand dann von der Schwelle

des Nebenfjords nach dem Boden des letzteren einer von jenen steilen Abhängen, die bei der Hypothese, dass die Fjorde ganz einfach gesenkte Flussthäler seien, so schwer erklärlich sind.

Andere Eigenschaften der Fjordbildungen sind allerdings weniger leicht auf diese Weise zu erklären, so vor allem die grosse Tiefe einiger der Küstenlinie parallelen Strassen. Aber auch die Kanäle sind z. B. in Patagonien wenigstens zum grossen Teil das Bett mächtiger Gletscher gewesen.

Es lässt sich unmöglich bezweifeln, dass die Gletscher und Landeismassen eine tiefgehende Erosion nicht nur an die losen Schuttmassen und die durch sekuläre Verwitterung aufgelockerten Gesteine ausgeübt haben; dies beweist schon die Existenz und die Beschaffenheit der Moränenmassen in den Ablagerungsgebieten des Eises. Dass kleinere Gletscher zuweilen sogar lose Schuttmassen unverändert liegen lassen, kann diese Tatsache nicht entkräften. Die Frage ist nur, unter welchen Umständen die Gletscher erodieren können. Es ist nicht meine Absicht, hier die viel umstrittene Frage nach der Möglichkeit der Gletschererosion in ihrem ganzen Umfange aufzunehmen; die Gründe für und gegen diese Annahme findet man in jedem Handbuch. Hier sei nur auf ein paar Arbeiten hingewiesen, welche dabei Fingerzeige geben können. So haben BLÜMCKE und FINSTERWALDER nachgewiesen², dass in Eis eingefrorene Rollsteine schon bei einer einmaligen Druckveränderung, die stark genug ist, um das Eis teilweise zu verflüssigen, und nachher aufgehoben wird, merkbar an Gewicht abnehmen. Dass am Boden einer Gletschermasse Druckveränderungen eintreten, welche das Eis zum Schmelzen und Wiedergefrieren bringen, kann wohl kaum geleugnet werden, und damit ist auch die Möglichkeit eines die Eiserosion begünstigenden Verwitterungsprozesses unter dem Eise gegeben. Ferner scheint aus den Untersuchungen DRYGALSKI's hervorzugehen³, dass in den Gletschern die Geschwindigkeit der Bewegung und damit auch die erodierende Thätigkeit mit der Tiefe zunehmen und deshalb eben in engen, tiefen Thalschluchten am stärksten sein müssen, und ferner dass das Strömen weniger auf Niveaudifferenzen als auf Mächtigkeitsunterschieden beruht, und dass deshalb eine fortgesetzte Beckenbildung überall da eintreten muss, wo das Eis eine kleine Höhlung vorfindet, sei es durch ungleichförmige Krustenbewegungen oder verschiedene Festigkeit des Grundes hervorgerufen. Je tiefer das Becken wurde, um so mehr wurde die Erosion begünstigt.

Diese Beobachtungen scheinen mir sehr gut zu den Eigenschaften der Fjorde zu stimmen: sie erklären erstens die Abhängigkeit ihrer Tiefe

¹ Hier wäre auch die Bildung der "Eid" und der Fjordstrassen zu erwähnen. HELLAND hat dieselben (Tromsø amts geologi S. 69) als von zwei Seiten durch rückwärtige Erosion sich begegnende Karen erklärt, wodurch man den Schwierigkeiten entgeht, die der Annahme von Fluss- oder gewöhnlicher Gletschererosion entgegenstehen.

² Sitz-Ber. d. Ak. d. Wiss. zu München. Mat.-Phys. Cl. XX (1890): 435.

³ A. a. O. S. 518 u. 533.

von der Mächtigkeit der Eismassen und von den topographischen Verhältnissen, und ferner wird begreiflich, wie der Gletscher ausserhalb des Gebirgslandes sein Bett verlängern konnte, aber mit abnehmender statt zunehmender Tiefe. Die Schwellenbildung an der Mündung der in die Hauptthäler unter steilem Winkel einmündenden Seitenfjorde erklärt sich leicht aus den an solchen Stellen eintretenden Stauungen in der Eisbewegung, und wenn die Erosion eben am Thalboden am stärksten gewirkt hat, wird es, um noch eine weitere Erscheinung zu erwähnen, leicht verständlich, dass Inseln aus wenig hartem Gestein mitten im Fjordbett aufragen können, wenn sie älter sind als die erodierenden Gletscher. Diese Beziehungen sind so auffallend, dass man umgekehrt sagen kann, dass die Eigenschaften der Fjorde die Richtigkeit der oben erwähnten und anderer ähnlichen Beobachtungen stützen.

Bis zu welcher Tiefe derartige Becken unter den günstigsten Verhältnissen ausgegraben werden können, ist wegen der Unmöglichkeit, die Höhe der Felsenschwelle festzustellen, schwer zu entscheiden. Dass man ohne Mitwirkung anderer Ursachen je bis zu einer Tiefe wie die des Sognefjordbeckens, oder etwa 1084 M., gelangen könnte, ist wohl kaum wahrscheinlich. Jedenfalls ist es nicht die absolute Tiefe, sondern die Neigungswinkel des Abstiegs und besonders des Anstiegs, die dabei von Bedeutung sind; ersterer beträgt im Sognefjord nach DINSE $0^{\circ} 39'$, letzterer $1^{\circ} 2'$. Dass höhere Winkel auch in anstehendem Gestein auf kurzen Strecken vorkommen können, ist wohl unzweifelhaft, aber wo sie vorkommen, wie dies besonders am inneren Ende gewisser kleineren Fjordbecken häufig der Fall ist, dürften sie entweder mit untergetauchten Karenwänden in Verbindung stehen oder, wie z. B. in dem oben beschriebenen Övre Vand-See, aus eigentümlichen geologischen oder tektonischen Verhältnissen hervorgegangen sein.

Hier bleibt aber noch eins zu bemerken. Die Fjorde folgen genau den früher existierenden Flusstälern und Depressionen, diese aber haben immer die am wenigsten widerstandskräftigen Stellen des Gebirgsgrundes aufgesucht. Deshalb findet man die Fjorde so häufig in den Schichtenantiklinalen sowie in Gebieten mit Verwerfungen oder weicherem Gesteinsgrunde. Noch viel wichtiger ist aber die Gesteinszerklüftung, und ich halte es für sehr wahrscheinlich, dass Fjorde von bedeutender Beckentiefe überhaupt nur an solchen Stellen existieren können, *wo das Gestein gewissen Richtungen entlang durch tiefgehende Zerklüftung mit oder ohne Verwerfungen hinreichend aufgelockert war*, um der Erosion keine bedeutenden Hindernisse in den Weg zu stellen. Ob das Wiedereröffnen solcher präexistierender Klüfte durch die Verhältnisse der Eiszeit auch in anderer Weise als durch die Erosion, z. B. durch die Hebungen und Senkungen des Landes oder durch Druckdifferenzen in der Eisbelastung, begünstigt werden könnte, wie z. B. KJERULF und auch teilweise BRÖGGER meint, ist eine Frage, auf die wir hier nicht eingehen wollen.

Jedenfalls ist es als eine interessante Thatsache zu betrachten, dass die Fjordbildung überhaupt nicht ohne Annahme einer bedeutenden Glet-

scherererosion, ganz abgesehen von der Art derselben, erklärt werden kann. Schon um diese Thatsache zu bestätigen, wäre es sehr wünschenswert, dass Fjorde von verschiedenem Typus zum Gegenstand genauer Untersuchungen gemacht würden. Ich hoffe später auf diese Frage zurückkommen zu können.

Upsala, im März 1900.

Inhalts-Übersicht.

Einleitung	S. 157—162.
Historisches über den Fjordbegriff. — Die Randseen.	
Über einige norwegische Fjorde und Seen mit besonderer Berücksichtigung des Thalsystems Salten-Sulitelma	S. 162—195.
Einleitung (Geologie von Norwegen und von der Sulitelmagegend)	S. 162.
Der Saltenfjord	S. 164.
Die Fjordseen (Nedre Vand und Övre Vand)	S. 166.
Das Thal des Langvandflusses	S. 173.
Der Langvandsee	S. 175.
Die höheren Gebirgsseen und die östlichen Randseen	S. 181.
Allgemeine Bemerkungen über die westskandinavischen Fjorde.	S. 182.
Einteilungsprincip. — Beckenförmige Einsenkungen der untermeerischen Küstentafel. — Die Fjorde der Gebirgsgegenden (I. Fjorde der Faltungszone. II. Fjorde der Gegenden mit horizontaler Lagerstellung) — Fjorde, die ausserhalb der Gebirgsgegenden gelegen sind.	
Über einige Fjorde und Thäler im SO-lichen Alaska	S. 195—206.
Allgemeine Übersicht der NW-amerikanischen Fjorde. Die Chatam-Strasse mit Lynn Kanal. Das obere Yukon-Thal. Fjordbuchten an der Südküste der Alaska-Halbinsel.	
Kurze Übersicht der sonstigen wichtigeren Fjordgebiete. . . .	S. 206—213.
Westpatagonien und das Feuerland. Grönland. Spitzbergen. Island. Die übrigen Fjordgebiete.	
Über die Ursachen der Fjordbildung. Zusammenfassung und Schluss	S. 213—224.
Charakteristik und Einteilung der Fjorde	S. 213.
Fjordartige Bildungen ausserhalb der ehemaligen Vergletscherungsgebiete	S. 216.
Die Ursachen der Fjordbildung	S. 217.

Textkarten:

1. Bredsdundtiefe und die Umgegend von Aalesund in Norwegen .	S. 185
2. Fjordgebiet zwischen Vefsen und Visten	S. 188.
3. Chatham-Strasse mit Lynn Kanal und dem oberen Yukonthal(Alaska)	S. 196.
4. Spezialkarte über den inneren Teil von Lynn Kanal	S. 196.

Erklärung zu der Karte Tafel VII.

Die Hauptkarte ist eine Zusammenstellung von Material aus der KJELLSTRÖM'schen Karte mit älteren Karten über die Gegenden westlich von den Sulitelma-Gruben und stellt die Umrisse der in dem Thalsystem zwischen Sulitelma und Salten gelegenen Seen im Massstab 1 : 75.000 dar. Der Langvandsee liegt 134,5 M. u. d. Meere; in seinen Umgebungen sind die Höhenkurven für 150, 200, 250, 500 und 750 M. *über dem Meere* eingelegt; in dem See selbst bezeichnen die Kurven die Tiefen von 20 und 50 M. *unter seiner Oberfläche*. Auch in Nedre Vand wurde die Lage der 20 Meter-Kurve angegeben. Hier und überhaupt in den Gegenden, wo keine exakte Karte vorliegt, bezeichnet die Andeutung zu Terraindarstellung die ungefähre Entfernung, wo eine Höhe von 100 M. über dem Thalboden erreicht wird.

Die Längs- und Querprofile von Övre Vand sind im dreifachen Massstab, 1 : 25.000, für sowohl Längen als Tiefen ausgeführt. Hier sowohl als in allen Seen der Hauptkarte sind die Tiefen unterhalb 50 M., zwischen 50—100 M., 100—200 M., 200—300 M. sowie über 300 M. mit verschiedenen Farben angegeben.

Mit einer besonderen Bezeichnung (punktiert) wurden die Endmoränenwälle an beiden Seiten von Nedre Vand angegeben.

Die Specialkarte über den Langvandsee stellt die Umrisse des Sees nach einer älteren, nicht genauen Originalkarte über die Tiefenmessungen im Massstab 1 : 24.000 dar. Die Lage der Tiefenkurven sind für jede 10 M. angegeben; mit besonderen Farben wurden die Entfernungen zwischen jede 20 M. unterschieden. Die Quer- und Längsprofile sind in demselben Massstab nach den Originallotungen und nach den Messungen von KJELLSTRÖM bis zu einer Höhe von 200 M. über die Wasseroberfläche ausgeführt. Da die Böschungswinkel hier weniger steil sind, wurde in dem Längsprofil auch punktiert die Lage des Seebodens in dreifacher Überhöhung (1 : 8000) angegeben. Die Striche an den Thalabhängen wollen nur roh das ungefähre Schichtenfallen andeuten. Einige geologische Profile, allerdings meistens oberhalb der Seenoberfläche beginnend, finden sich in dem S. 164 angeführten Werke von HJ. SJÖGREN.

Die Fig. 1, 2, 3 sind nach Aufnahmen von N. HELGESEN, Bodö, die Fig. 6, 7, 8 nach Aufnahmen von K. KNUDSEN, Bergen, ausgeführt.

A chemical investigation of some minerals from Lille Arøe and Øvre Arøe in the firth of Langesund.

By

Hj. Sjögren.

In the 7:th issue (Vol. IV, Part I) of the Bulletin mr G. FLINK published crystallographical descriptions of some rare minerals from the neighbourhood of Langesund in Norway. The minerals are: eudidymite, epidymite, diaspore, and albite. For a complete description of the minerals, embracing also their chemical composition, mr FLINK has handed to me some material for chemical examination, and I have had three of the minerals, *vis.* epididymite, albite, and diaspore, analyzed in my laboratory by Dr. ROB. MAUZELIUS. In the present paper I give an account of the results of the chemical investigation of the minerals, preceded by a few statements of their mode of occurrence etc., quoted from mr FLINK's Bulletin. Both of the minerals derived from Lille Arøe, *vis.* epididymite and albite occur in the eastern parts of that islet in a mineral vein that extends out at the border of the sea, and which contains numerous drusy nodules. Besides the aforesaid two minerals, aegerine, astrophyllite, lithium fluoride, fluorite, analcite, and natrolite, also occur there. The first two are of primary origin; the crystals in the drusy cavities project from the decomposed rock and are coated by the secondary minerals in the form of crusts.

1. Epididymite from Lille Arøe.

This mineral, previously found only on the Narsarsuk plateau in North Greenland, occurs associated with eudidymite, which has the same position, as small, generally well developed crystals not above 10 mm. in length, in most cases only observable with the aid of a magnifier.

Adopting the axial system obtained from measurements on the Greenland epididymite

$$a : b : c = 1.7274 : 1 : 1.0680$$

FLINK found on the mineral from Langesund the following forms:

$c(001)$, $m(100)$, $n(310)$, $k(015)$, $g(012)$, $s(058)$, $e(023)$, $d(011)$, $f(021)$.

The crystals are mostly developed prismatically in the direction of the a -axis. The mineral shows two cleavages at right angles with each other, one parallel to $c(001)$, eminent; the other parallel to $b(010)$, very distinct. (FLINK.)

Twinning is so predominant that simple crystals are comparatively rare; the c -axis serves as twinning axis. The mineral also forms twins with eudidymite, the basal plane being common to the two minerals and the a -axis of epididymite parallel to the edge $(001 : 111)$ on eudidymite (FLINK).

Specific gravity = 2.55 (MAUZELIUS).

Of the analyses un MAUZELIUS has given the following account.

0.3762 gr. of undried material lost 0.0043 gr. = 1.43 % at a temperature of $+108^{\circ}\text{C}$. The remainder, 0.3709 gr., was used in the analyses I.

0.3868 gr. of undried material lost 0.0052 gr. = 1.74 % at a temperature of $+110^{\circ}\text{C}$. The remaining 0.3816 gr. were used for determining the water percentage.

	Found	Calculated
I. SiO_2	72.04	73.44
BeO	10.22	10.24
Na_2O	12.66	12.65
K_2O	0.27	—
II. H O	4.51	3.67
	<hr/> 99.70	<hr/> 100.00

The above percentages correspond to the formula



with which the analysis agrees quite well.

2. Albite from Lille Arøe.

This mineral occurs associated with the foregoing and is evidently formed earlier than the other minerals occurring in the same drusy cavities, *viz.* eudidymite, epididymite, analcite, natrolite, etc. However, it is secondary formation owing its origin to the primary minerals (soda orthoclase, elæolite etc.) having been decomposed and given rise to the younger ones. In habit these albite crystals are prismatic, occasionally almost acicular in the direction of the c -axis, which form of development was quite unexpected for albite; it was, therefore, only after a very close crystallographical examination that the mineral could be identified as albite.

The crystals are always simple twins according to the albite law; the fine needles, which are extremely easily broken parallel to the basal

terminal face, then show a longitudinal twinning-line with a salient and a re-entering angle of about 7° . Polysynthetic twinning does not occur.

In the vertical zone, the crystals are bounded by the following forms.

$b(010)$, $m(110)$, $f(130)$, $z(1\bar{3}0)$. (FLINK.)

Quite fresh crystals are enamel-like and very brilliant. The crystals are often in course of alteration proceeding from the surface inwards, first attacking the fundamental prism, on which a number of longitudinal channels are formed; these gradually grow deeper, extend to the other faces in the vertical zone, and penetrate the whole of the crystal, which becomes porous, very fragile and resembling a stem of decayed wood.

Specific gravity 2.587 (FLINK).

0.2156 gr. undried material lost 0.0027 gr. = 1.25 % at a temperature of 115° C. The remainder, 0.2129 gr., was used for the analysis I. 0.4738 gr. undried material lost 0.0048 gr. = 1.02 % at $+150^\circ$. The remainder, 0.4690 gr., was used for the determination of the water, analysis II.

I.	SiO_2	65.99
	Al_2O_3	19.96
	Na_2O	11.34
	K_2O	1.45
II.	H_2O	1.04
		<hr/> 99.78

Consequently the chemical analysis confirms the result of the crystallographical investigation, the composition of the mineral fully agreeing with that of albite. However, the water amounting to more than 1 %, and the percentage of silicic acid being nearly 3 % too low indicate an incipient decomposition to which the enamel-like appearance probably also is due.

Diaspore from Øvre Arøe.

This mineral, previously met with in the Langesund region only as microscopical inclusions, occurs in Øvre Arøe near the shore in the natrolite, being found there rather abundantly as a secondary formation. Between the natrolite columnes, which are irregularly bounded and sometimes as thick as a finger, there are small interspaces generally quite filled with diaspore in fine violet-blue scales; also implanted crystals independently developed occur, tabular parallel to $b(010)$, about 0.5 cm in diameter and a fraction of 1 mm in thickness. Their sides are bounded $h(210)$, $e(011)$, and $d(031)$ (FLINK).

Specific gravity = 3.34—3.36 (different material).

0.3815 gr. of undried material lost 1.18 % at $+120^\circ$ C. The remainder, 0.3770 gr., was fused with soda, and the fused mass was

made a bisulphate, which was fused again. Nevertheless it was only partially decomposed, so that the same procedure had to be repeated.

The analysis gave the following result.

Si O ₂	0.21
Al ₂ O ₃	84.38
H ₂ O	15.70
	<hr/> 100.29

The alumina contains small traces of Fe₂O₃ and Ti O₂. The water was determined as loss on ignition.



II. On the glacial lakes in the upper part of the Ume-river-valley.

By

Axel Gavelin.

(With map.)

Introduction.

Shore-lines, formed by glacial lakes at the end of the Glacial period have for a long time ago been observed by Scandinavian investigators. Noted as early as in the former part of the 18:th century by LINNÉ and BROVALLIUS, formations of this kind are later mentioned in the geological literature by A. E. TÖRNEBOHM (from the region southwest of Lake Fæmund in Norway), by A. G. HÖGBOM (from Jemtland), by D. HUMMEL, F. SVENONIUS, K. A. FREDHOLM and K. PETTERSEN (from Laponia). But it was not until A. M. HANSEN made his careful examination of the shore-lines in the valleys of the upper Glommen and its tributaries, that it was discovered that these formations were records of lakes, dammed up by the receding ice-sheet. HANSEN showed that these shore-lines occur in the parts of the Scandinavian peninsula, in which, according to Professor HÖGBOM'S investigations, the ice-movement towards the end of the Glacial period went against the general decline of the land, that is, immediately east of the watershed. HANSEN also showed that the height of such a shore-line in general coincides with the height of a corresponding pass across the watershed, by which the lake, dammed up by the rest of the ice-sheet in the east, had its outlet westwards.

After these investigations of HANSEN, especially the glacial lakes of Jemtland have been examined (by HÖGBOM and G. ANDERSSON), and SVENONIUS has described shore-lines from the upper parts of a great number of river-valleys in Laponia. Finally from the south of Sweden and east of the ice-sheet A. HOLLENDER has given a description of two glacial waters, the glacial lakes Stråken and Vettern.

Although glacial lakes evidently have existed also east of the ice-sheet, it is, however, the region immediately west of it or between the ice-sheet and the waterparting, that shows most traces of them, and here they are so frequent that this region with good reason may be characterized

as the *region of glacial lakes*. This region of glacial lakes, which in Sweden nearly coincides with the mountainous region in a proper sense, occupies a zone east of the watershed of varying breadth from about 150 kilometres (in Jemtland) to only 30—50 kilometres in the northern part of Laponia. At the end of the ice age the ancient river-valleys in that zone were occupied by long, narrow fiord-like lakes which discharged most of their water over the watershed to the west. Only at the end of their existence they might (at least in many cases) have had an outlet of short duration eastward, until the last rest of the ice-sheet was broken through or molten, and the rivers found their natural courses to the Gulf of Bothnia.

During my stay in the mountainous regions of Southern Laponia in the latter part of the summer of 1897 and during my work for the Geological Survey of Sweden in the summer 1898 I devoted myself for some time to an examination of the shore-lines in this region. Although this examination was not so exhaustive as might have been desirable, I have thought it suitable to publish the result, especially as it is impossible for me to complete it this summer.

General geographic features.

The region in which the traces of glacial lakes to be treated of in this paper are found, comprises chiefly the upper part of the basin of the Ume-river (66° Latit.) and extends as a belt of about 100 kilometres length and 50—60 kilometres width east of the border between Sweden and Norway. It is a very hilly region, the highest summits of which attain an altitude of nearly 1800 meters above the level of the sea and the average height of which in the west may be estimated at about 1000 meters, in the east only at 6—700 metres. In this region the Ume-river and its tributaries have cut very deep valleys. The main valley and its first two tributary valleys on the left, the valleys of Tängvattnet and Jovattnet, attain an altitude of somewhat more than 500 metres, while the Björkvattnet-Abelvattnet valley, still more southward, has a height of nearly 700 metres, and the height of the westward pass of the Tärna-river, joining from the north, is considerably more than 700 m. above the level of the sea.

The direction of the glacial striæ in this region seems to be rather regular from the east-west to E.S.E.—W.N.W. according to the observations being at my disposal.

How far in the east the ice-shed has gone, is not yet to be determined, as no systematical examinations in this respect have been made. For several reasons, however, I think it very probable that it has not been situated more eastward than across the western end of Lake Great Uman, that is one or two miles east of the eastern border of the glacial lake Gäuta, indicated on the map.

The glacial lake Tärna.

Shore-lines in this region are for the first time mentioned in 1894 by Dr. SVENONIUS, who in his journal describes from the eastern slope of Gabbie a well developed shore-line, which seemed to continue far down the wide and comparatively flat valley, at the bottom of which the present lake Tärnajaure is situated. According to a barometrical determination the height of this shore-line on Gabbie was found to be about 732 metres above ocean level. Even I have in many places observed this shore-line, which seems to be best developed in the northern parts of the valley, on the mountains Gabbie, Mesket, Laivatjåkko, and up the valley of the Älts-creek. Further to the south it is more indistinct, but in many places well traceable, as for instance on the eastern slopes of the mountains Rasjetjåkko and Skirasnuortje, where I have observed and measured roughly formed but indubitable terraces. Unfortunately my aneroid measurements are here as well as in some other places, where I have been able to observe this shore-line, performed in an unfavourable state of weather and taken from starting points, not thoroughly determined as to their height. Moreover, it appears not to be so distinctly developed that a careful determination of the water level where it has been formed is always possible, at least not in the same degree as the shore-line, along the main valley of the Ume-river, which is to be described below. Although no terraces situated above one another have been observed here, it is, finally, not quite impossible that some of the measured terraces belong to different shore-lines. Under these circumstances I shall not give any figures referring to the heights of the terraces in the Tärna-valley, only remarking, that they vary between 700 and about 760 m. above the sea level.

As far to the south as Gurk-brook north of Gurk Mountain I have observed plateaus of well sorted sand and gravel, cut to pieces by a later erosion, about 720 m. above ocean level. As far as I could gather by a rapid survey of the region, the plateaus do not occur at a greater height. They are probably to be regarded as deltas of this glacial lake, whose greatest extent to the south they in this case nearly indicate. In the north parts of Bång Mountain and Njeritjåkko less conspicuous terraces have been observed, which, according to an aiming by levelling-mirror from Gurk Mountain, is probably situated about 700 m. above ocean level. The fact that records of this glacial lake, which may be called the glacial lake Tärna, are found so far to the south, seems to indicate, that a mighty ice-rest still remained in the valley of Lajsan and very likely a good bit of way up the valley of the Tärna-river, after the mountains east and west of the Tärna-valley had been cleared from their ice-cover.

The glacial lake Tärna had probably throughout its existence its outlet westward across the Älts-valley. However, it is not quite impossible that in a later phase it communicated by the valley north of Ammar Mountain with the system of ice-dammed lakes which occupied the upper

Vindel-valley and discharged itself westward through the Vindelpass, probably somewhat less than 700 m. above the sea level.

The glacial lake Gäuta.

General Description.

Extent of the lake. As the damming ice-barrier in the southeast gradually uncovered the Tärna-valley in the region of Solberg (immediately south of Gurk Mountain), the glacial lake Tärna was poured into a lake, which occupied the main valley of the Ume-river to the northwest and from which two important bays stretched westward along the valleys of Tängvattnet and Jovattnet. Near Solberg there is also an ose-like formation. The manner in which it occurs is such as to indicate that it has, in all probability, been formed in connection with this draining process, while an ice-rest, more than 100 m. thick, still remained in the Tärna-valley south and southeast of Solberg, forcing the water of the glacial lake Tärna to find its way out into the valley of Ume-river along the northern border of the ice. This lower glacial lake, which may be named the glacial lake Gäuta after Gäutajaur in its centre, has been more carefully studied, in as much as its shores have been surveyed from 20 localities, well distributed in the region. There are, however, still several parts of it that are imperfectly known, especially the northwestern part of the lake around Lake Upper Uman and its outlet across it westward, further the bay of Jovattnet and, finally, the eastern and southeastern parts of the glacial lake.

As a glance at the accompanying map will show, the glacial lake Gäuta formed, when at its largest extent, a narrow, long extended lake, the greatest length of which in the direction northwest-southeast to a certainty was more than 100 kilometres and the width of which varied between 2 to 6 à 9 km. Two bays of considerable length stretched westward along the valleys of Tängvattnet and Jovattnet. Probably the lake extended so far to the southeast that also the valley of Björkvattnet was occupied by a similar fiord. As, however, I have no observations from here, I have not indicated this bay on the map.

In despite of its inconsiderable width, the part hitherto known of the glacial lake Gäuta occupied an area of about 600 square-kilometres. The greatest depth was in the eastern part between 150 and 200 metres.

Outlet. It lies very near to assume that the glacial lake Gäuta had its outlet across the pass west of Great Umevatten. I have not myself visited this locality, but Dr. SVENONIUS states in his journal of 1894 that it is about 10—12 metres above the level of Great Umevatten, and as the latter is 520.1 metres above the sea, the height of the pass consequently is about 530 metres above the level of the sea. I am certainly of opinion that the glacial lake Gäuta had its main outlet here, but I think it probable that at least at its highest watermark there was

a somewhat shallower outlet over the pass of Tängvattnet and that for the following reasons.

The height of the waterparting in the pass is, according to my measurements, about 534—535 metres; there are in the pass as well as immediately east of it sand and gravel plateaus evidently formed at a waterlevel coinciding with the height of the pass, and, finally, no indubitable shore-marks are found above the shore of the glacial lake Gäuta around the lake Tängvattnet.

It is evident that, if the glacial lake Gäuta had not reached the level of the pass, there would be above the shore of the lake Gäuta a shoreline (perhaps somewhat more indistinct) corresponding to the shore-marks of the pass and dating from the stage of the receding ice when it did not yet allow the dammed Tängvattnet any outlet over the pass of Lake Upper Uman.

Shore-marks. In most places where I have studied and measured the shore-marks of the glacial lake Gäuta, these have consisted of tolerably well developed *cliffs* (or *wave-cut terraces*) cut out in the till. Less frequent are accumulation terraces or *deltas*. In despite of the wood- and bush-vegetation that hides them, these formations show very distinctly that they originate from a water-surface which for some time reached this level. It is, certainly, rather rare that the shore-line is observed at any considerable distance as a strongly marked horizontal line or shelf on the slope of a mountain. On the contrary, it is in most cases hidden by the wood-vegetation and is in general revealed by cuts in promontories and in such places where brooks flow down slopes of the proper steepness. There is, however, seldom any difficulty in finding the ancient shore. Ascending a moderately steep slope, exposed to the wave-action of the glacial lake, you will almost always find a conspicuous terrace, which in horizontal direction is traceable over long stretches.

On a typical wave-cut terrace the width of the terrace-level varies from a few to 10—30 metres. Wider terraces may be found, but as a rule the most conspicuous are about 10 metres wide. The terrace-level is in general almost horizontal or declines only 2 to 5 à 10 degrees at most, while the slope above as well as below the terrace may decline several tens of degrees. In general the most conspicuous terraces are to be found where the declivity of the ground is about 20—30 degrees; where the declivity is much stronger or weaker, the shore-line is more indistinctly developed. In exposed places the base of the cliff is often found to be marked by a girdle of washed stones and blocks, which are sometimes somewhat rounded, but very rarely show any certain traces of the wave-action. In such places bare rocks also often protrude at the base of the cliff, while they are, above as well as below, almost perfectly hidden by the thick till. In one place protruding rocks of this kind (consisting of a loose mica-slate) have evidently been worn by the waves.

Indubitable terraces cut by the waves in the rock were never observed.

Plateaus of more or less distinctly stratified sand and gravel were observed in many places, especially in the narrowest part of the Ume-river-valley, that is between Klippen and Upper Uman. The slopes are here on both sides of the river in general so steep and the situation so little exposed that no wave-cut terraces are developed, but important quantities of sand and gravel were carried down by the numerous brooks and deposited as deltas in the glacial lake. Where sections were observed, these sand and gravel plateaus were found to be well stratified. At Umfors I observed, that these plateaus reach a level well corresponding to that of the glacial lake Gäuta and that they cease above it (see page 238).

The shore-line is generally wider and more conspicuous near brooks, where during the existence of the glacial lake important deltas were formed. On moderately steep slopes these seem to indicate the ancient water-level as distinctly as the wave-cut terraces into which they pass at some distance from the brooks. On flat slopes accumulation terraces no doubt occur, the crests of which lie a little above the ancient water-level, but these have not been studied.

Details.

Björkfors. From the hills west of the Ume-river at Björkfors a conspicuous horizontal offset is easily traceable on the slope just above the village. This offset is very conspicuous for a stretch of 5 kilometres at least and the most eastern settlement is situated on it. By a levelling-mirror (ELFVING's construction) cuts in the promontories further to the north and to the south are easily observed at the same level. At a closer examination of this offset it is found to be a well formed terrace, 10—30 metres broad. The terrace-level is almost horizontal or declines only a few degrees, while the slope above and below has a declivity of several tens of degrees. The base of the cliff is mostly very conspicuous and can be followed long stretches, the barometer indicating no deviation from the horizontal level. Bare rocks sometimes lie at the base of the cliff. The terrace becomes perceptibly broader where the »Great-brook» rushes down the slope: During the existence of the glacial lake considerable quantities of debris have here been carried down and deposited into a delta which is now for the most part destroyed by the eroding action of the brook in postglacial time. This delta consists of conspicuously sorted material which is not or only rudely stratified. According to 3 aneroid measurements the height of the terrace was found to be 46, 46 +, 43 metres above a little rickle, quite adjacent, with a height of 499 metres above the sea. Aiming with the levelling-mirror, the height was found to be 48 metres. The two 46-values are obtained under the most favourable circumstances and are therefore the most correct. The altitude of the

shore-line here is consequently 545 metres above the level of the sea¹. Aiming with the levelling-mirror from here, I found the shore-line marked in many places on the opposite side of the valley.

Majsor. East of the little lake Majsor there are deposits of sand and gravel which doubtless are in genetic relation to the glacial lake Gäuta. The highest limit of these formations, however, has not been determined.

Tängvattnet. On the eastern slope of Mount Kamliden towards the lake Tängvattnet and somewhat northeast of the settlement of the same name a conspicuous terrace was found, which was followed long stretches without greater deviation from the horizontal level than locally one or two metres. Some metres above the conspicuous shore-level indistinct and irregular terraces, probably accumulation terraces, were observed in a few places. By aid of the levelling-mirror I observed on the southern side of the lake a well marked terrace-level just at the same height. — Two barometer measurements indicated the height of the ancient shore to be 67, 67,5 metres above the lake Tängvattnet (471 metres above sea), that is 538 metres above ocean level — probably a very good value, in as much as the atmospheric pressure was almost unchanged under the measurements.

Rönnäs. On the slope towards Tängvattnet somewhat east of the settlement of Rönnäs there is a conspicuous terrace cut in the till. In spite of the rich bush-and herbe-vegetation this terrace was followed for a long stretch eastward without interruption. Near the great Ruttje-brook, immediately east of the settlement, this terrace passes into an accumulation terrace at the same height. — The altitude of the terrace was determined to be 66 metres above Tängvattnet, that is 537 metres above the sea.

Only about 1—2 kilometres east of the waterparting of the Tängvattenpass there are sand and gravel plateaus, partly destroyed by a later erosion, that attain to the height of about 534—535 metres above the level of the sea.

On the steep northern slope of the hill about 2 kilometres northwest of Drift Mountain there is a well developed wave-cut terrace with a breadth of about 10 metres. At the well marked base of the cliff bare rocks often protrude. The altitude of the terrace was determined to be resp. 538, 537, 537, 536 metres above the sea. By a rapid levelling the height was also found to be 537 metres — probably a very good value.

Umasjö. Here are on each side of the brook, rushing down between the farms, horizontal accumulation terraces which at a greater distance from it pass into more indistinct cut terraces at the same height. — Two aneroid measurements indicate the height of the terraces to be 22 metres above Lake Upper Uman (520,1 metres above the sea). A levelling undertaken in stormy and rainy weather gave 21 (+) metres. The shore-line is

¹ On the map the height of the shore-line is indicated by figures leaning backward.

here consequently 542 metres above the sea. — From the remaining stretch around Lake Upper Uman there are no observations.

Umfors. Along the narrow valley between Lake Upper Uman and the settlement of Klippen the sides of the mountains are too steep and the situation too little exposed to admit the development of any conspicuous wave-cut terraces. Instead, there are at the bottom of the valley and on the slopes of the sides, where these are not too steep, deposits which in the sections observed consist of sorted, more or less distinctly stratified, sand and gravel. These plateaus attain at Klippen and next west of it only 500—525 m, that is several tens of metres above the level of the river, and they rise gradually along the river up to Lake Upper Uman without reaching the height of the glacial lake Gäuta. Somewhat south east of Umfors, near the brook flowing from North Great Mountain, sand and gravel plateaus were found, which are evidently the deltas of the brook in the glacial lake. They seem to cease at the height of 543 metres above the sea. This was, namely, the altitude of the highest terrace I have been able to observe. But I had no time to make more careful observations, and, therefore, I cannot affirm, that nowhere in the valley such plateaus reach higher, although it seemed to me to be so. The figure indicating the height agrees, at any rate, with that of the shore-line of the glacial lake at Umasjö and Björkfors.

Lajsholm. 3—4 kilometres WNW from Lajsholm a conspicuous terrace was found, stretching in horizontal direction several kilometres with only a few local deviations from the horizontal level. The terrace is chiefly a wave-cut terrace with well developed base of the cliff. — According to three barometer measurements the height of the shore-line was found to be resp. 97, 94 +, 96 metres above Lake Lajsan (452, above the sea) that is, on an average 548 metres above the sea.

About 5 kilometres further eastnortheastward there are very conspicuous terraces the height of which, according to two aneroid measurements, is 98—99 metres above Lake Lajsan, that is 550—551 metres above the sea. From here I also observed that this shore-line is distinctly marked up the Jovatten valley. Aiming at Lax Mountain south of Lajsan, I found a well developed system of terraces at the same height.

Solberg. The shore-level of the glacial lake is here well marked and is distinctly seen as far as from Lax Mountain and the western slope of Gäutavardo. On the southwestern slope of Sol Mountain (South of Gurk Mountain) there are conspicuous cut terraces, which, according to aneroid measurements, lie 100 metres above Lajsan, that is 552 metres above the level of the sea. Somewhat southwest of the settlement a conspicuous accumulation terrace of same height was observed. It consists, at least in its lower peripheral parts, of sand distinctly stratified. Somewhat northeast of the settlement there is a broad plateau, reaching in some places about 10—12 metres higher and without interruption passing into the oscformation, mentioned above (page 234). By aid of a levelling-

mirror the shore-line is traceable from here along the western slope of Gäutavardo and north of Oltokjaur.

Lax Mountain. The shore-line is easily followed around the beautiful Lax Mountain, which during the existence of the glacial lake was an isle in it. Especially on the southern slope of the mountain a conspicuous terrace, cut out in till, was found and followed at the same height more than one kilometre. At the base of the cliff a zone of blocks and stones is found, sometimes richly covering the whole terrace-level. Bare rocks also often protrude at the base of the cliff. According to two aneroid measurements the height of the shore-line on the southern slope of the mountain above Tärna chapel was indicated to be 114.5 metres above Gäutajaur (438.4 m. above the sea), that is 553 metres above ocean level.

In the northeastern part of Lax Mountain a conspicuous terrace was measured, Gäutajaur as well as Lajsan being starting points. In both cases the height was found to be 552—553 metres above the sea. By aid of the levelling-mirror I observed corresponding terraces at Solberg and Lajsholm and on the northwestern slope of Gäutavardo.

Tärnafors. In the NW part of Gäutavardo, immediately east and northeast of Tärnafors, there are well developed terraces cut out in till. The terrace-level here is often very narrow — from a few to 10—12 metres wide — with a declivity of only a few degrees. The base of the cliff is often particularly well marked by blocks and bare water-worn rocks. — Several barometer measurements indicate the altitude of the terrace to be 556 metres above the sea.

On the NE slope of Gäutavardo towards Oltokjaur distinct wavecut terraces were found, which by aid of the levelling-mirror were shown to lie at about the same height as conspicuous horizontal terraces east and northeast of Oltokjaur. According to two aneroid measurements (lake Oltokjaur, 481.7 metres, being starting point) the height of the terraces was found to be resp. 557, 560 metres, on an average 558 metres above the level of the sea.

Björkbacken. Immediately above the settlements of Björkbacken, situated east of the lake Oltokjaur, there is a very conspicuous terrace. According to an aiming with the levelling-mirror from the lake, this terrace was found to be about 560 metres above the sea.

From the eastern part of Gäutavardo I observed that the ancient shore-line continues to the east along the valley, at the bottom of which the lake Jokksjaur is situated. According to information, given me by Mr O. Pettersson, there are also conspicuous, horizontal terraces around the lake Boksjön, but I have had no opportunity of making any direct observations and measurements here.

Stalofjället. On the western slope of Stalo Mountain towards the little lake Blattnikselet I have from the lake observed a terrace which is probably the continuation of the shore-line of the glacial lake. By levelling-mirror the height of the terrace was found to be between 562 and 569, at a medium about 565 metres above the sea.

Brakk Mountain. On the SE slope of Brakk Mountain, some kilometres SW of the settlement of Rödingsfors, I observed rather indistinct terraces, the height of which, according to an aneroid measurement, was found to be about 562 metres above the sea. By aid of the levelling-mirror a terrace on the mountain east of Ajaur was observed at nearly the same height.

On the mount Bratikken, situated about 2 miles further to the south-east, I observed in the twilight at probably the same height a horizontal line, which may possibly be the continuation of the shore-line of the glacial lake. — At the time of my visit, there was no topographical map with figures indicating altitudes of this region, and therefore I could not examine it.

Upper Jovattnet. Along the Jovattnet-bay I have had no opportunity of performing any measurements. From Lajsholm and Lax Mountain I could distinctly see that the shore-line of the glacial lake Gäuta continues up the valley. From the upper part of it, south of the lake Upper Jovattnet Mr O. P. P—n speaks of »a conspicuous shore-line at a height of about 40 metres above the lake» (See: Svenska Turistföreningens årsskrift för å 1898, page 330.) This shore-line lies consequently about 526 metres above the sea — a figure which, being only approximate, is almost what was to be expected here.

Remarks on the unequal uplift of the ancient shore-lines.

The study of the shore-lines of the ice-dammed lakes is of very great importance, when the question is how to determine the differential elevation which the interior parts of Scandinavia experienced in postglacial time. For that end it is, of course, necessary to know that the shore-marks, levelled in different places are really formed just at the same water surface, and that the figures indicating the altitudes are as exact as possible. In the mountainous regions of Scandinavia several different shore-levels occur at comparatively small vertical distances from each other, owing to the frequent change of outlet, the blocking up of it by a glacier and so on. Careful examinations are, therefore, sometimes required, when the same shore-line is to be followed for a long stretch. — Attention is also to be given to the state of the shore-marks because (as especially Prof. HÖGBOM has shown) accumulation terraces mostly reach considerably above the surface at which they have been formed. — Especially the glacial lake Gäuta seems in these respects to be fit for the study of level-changes. Firstly, on my examination of this shore-line I never found any conspicuous shore-level either above or below it. Moreover, from almost all points of observation I have been able to ascertain that the same shore-line has been measured in the different places. Finally, almost all shore-marks that I have measured are conspicuous erosion terraces and consequently the ancient water surface is, no doubt, rather accurately indicated. As for the determination of altitudes, all the figures are, except at Umasjö and north-

west of Drift Mountain, where I also levelled the shore, obtained by aneroid measurements. In almost all places more than one determination (sometimes 4—5) were made, all with entirely or very nearly the same result. As the distances of the points of observation from the levelled surfaces from which I started, are very small and the barometer used was very good, I think the figures obtained have no greater errors than about one or two metres, in most cases probably less.

If the localities are arranged from west to east, the following table indicating the height of the shores of the glacial lake Gäuta is obtained.

Locality.	Height above the sea in metres.
The pass west of the lake Upper Uman	530±
" " in the Tängvattnet-valley	534+?
Ca 1 km east of the pass in Tängvattnet-valley	534—535
Rönnäs	537
Northwest of Drift Mountain	537
Tängvattnet	538
South of the lake Upper Jovattnet	526+
Umasjö	542
Umfors	543
Björkfors	545
West of Lajsholm	548
East of Lajsholm	550
Solberg	552
Southern slope of Lax Mountain	553
Northwestern slope of Lax Mountain	552
Tärnafors	556
West of the lake Oltokjaur	558
East of the lake Oltokjaur	560+
Blattnikselet	565
Brakk Mountain	562+

A glance at this table will be sufficient to show that the shore-line rises remarkably and on the whole regularly eastward and southeastward. In the direction of the stretch that was most carefully examined (Rönnäs—Oltokjaur) that is westnorthwest—eastsetheast, the gradient is somewhat greater than 1:2000, whereas in the direction of the main valley (from Umasjö to Lax Mountain), that is in south southeastern direction, it is about 1:3000.

It is perhaps somewhat unexpected that the gradient is so great, more especially as Dr G. ANDERSSON did not find any similar inclination in the shore-lines of the glacial lakes of Jemtland. It was, indeed, to be expected that the gradient of the shore-lines of the icedammed lakes should be less than the one indicated by the highest shoremarks of the Yoldia-sea, because the elevation probably began, before the glacial lakes

came into existence and then continued without interruption during the life. — Possibly a more careful examination of the northwestern and most southeastern parts of the glacial lake Gäuta and its numerous bays will modify the figures I have obtained for the gradient; in any case, it will no doubt more carefully indicate the process of elevation in the region. I hope to come back to this question another time.

— — —

12. Über die Stratigraphie und Tektonik der Bären Insel.

(Vorläufige Mitteilung.)

Von

Joh. Gunnar Andersson.

Im Jahre 1898 wurde es mir vergönnt, als Teilnehmer an der schwedischen Polarexpedition an Bord des »Antarctic«, unter der anregenden Leitung des Herrn Prof. NATHORST auf der Bären Insel, Spitzbergen und König Karls Land die Grundzüge der prachtvoll entblösten Geologie der Polarländer kennen zu lernen.

Die Arbeiten auf arktischem Boden wurden mit einem wochenlangen Aufenthalt an der Bären Insel eingeleitet. Während dieser Tage machte hier Prof. NATHORST eine Reihe von bedeutsamen geologischen Entdeckungen, welche die kleine Insel als eine der in geologischer Hinsicht interessantesten Lokalitäten des ganzen arktischen Gebietes erscheinen lassen und welche in hohem Grade zu einer weiteren, während längerer Zeit fortgehenden, systematischen Untersuchung der Insel aufforderten.

Dank der kräftigen Mitwirkung des Professors NATHORST konnte ich auch mit Unterstützung der schwedischen Gesellschaft für Anthropologie und Geographie und der Stiftung »Lars Hiertas Minne« sowie auch der Herren Prof. HJ. SJÖGREN, Konsul FR. KEMPE, Dr. E. LEVIN und Fabrikbesitzer J. H. DUFVA im letztverflossenen Sommer, 1899, nach der Bären Insel zurückkehren. Zusammen mit zwei anderen jungen Naturforschern, G. SWENANDER und C. A. FORSBERG, arbeitete ich nun während etwa zwei Monate (23 Juni—19 August) auf der Insel.

Die ziemlich umfassenden Fossiliensammlungen, welche von unserer Expedition heimgebracht wurden, sind noch nicht vollständig bearbeitet. Prof. NATHORST hat schon in dieser Zeitschrift die oberdevonische Flora vorläufig beschrieben, aber eine monographische Bearbeitung des umfassenden Materiales ist von seiner Hand zu erwarten¹.

¹ A. G. NATHORST. Über die oberdevonische Flora (die Ursafflora) der Bären Insel. Diese Zeitschr. Vol. IV. 1899. S. 152—156.

Dr. JOH. BÖHM in Berlin, der gütigst die Bearbeitung der Triasfossilien übernommen, hat in dem vorliegenden Materiale mehr als 50 grossenteils neue Formen unterschieden, die er in einer Arbeit in »Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar«, beschreiben wird.

Selbst bin ich mit der Bearbeitung der aus mehreren verschiedener Zonen stammenden Carbonfossilien beschäftigt, eine Arbeit, die erst nach einem näheren Vergleich mit den Carbonfaunen Russlands und Spitzbergens abgeschlossen werden kann.

Erst nach Beendigung dieser paläontologischen Untersuchungen und der Durcharbeitung des topographischen Kartenmaterials werde ich in stande sein, eine eingehende Darstellung der Geologie der Bären Insel zu liefern, die von einer grösseren geologischen Karte sowie auch von zahlreichen Profilen und photographischen Bildern begleitet werden soll.

Der Bericht über die Stratigraphie und Tektonik der Bären Insel welcher hier geliefert wird, enthält nur einige Grundzüge unserer Ergebnisse und die beigelegte Kartenskizze ist nur als eine rein vorläufige zu betrachten.

Mehreren Forschern schulde ich grossen Dank für wohlwollender Beistand während der Durchführung dieser geologischen Untersuchung.

Vor allen gedenke ich hier mit Dankbarkeit meines verehrter Lehrers Prof. A. G. NATHORST, welcher nicht nur durch seine Polar expedition 1898 meine ganze Arbeit angeregt, sondern auch sowohl während der Ausrüstung meiner Expedition als nach deren Rückkehr bei der Bearbeitung des Materiales mir immer seine reiche Erfahrung unbeschränkt zur Verfügung gestellt hat.

Meinen zwei Kameraden auf der Reise, SWENANDER und FORSBERG sage ich auch meinen herzlichen Dank für gute Mitarbeit. FORSBERG hat auch an den geologischen Arbeiten teilgenommen, und ich verdanke ihm manchen glücklichen Fund, manche wertvolle Beobachtung.

Der hervorragende Kenner des russischen Carbon, Akademiker TH. TSCHERNYSCHEW, welcher im vorigen Sommer als Leiter der russischen Abteilung der Gradmessungsexpedition Spitzbergen besuchte, hatte die Güte im Herbst auf der Rückreise nach Petersburg hier in Upsala einen Tag zu bleiben, um meine Carbonsammlung von der Bären Insel in Augenschein zu nehmen. Bei dieser Gelegenheit gab er mir eine Schilderung der stratigraphischen Grundzüge des russisch-arktischen Carbongebietes, welche für die unten gelieferte Darstellung des Carbon der Bären Insel massgebend gewesen.

Professor G. LINDSTRÖM hat gütigst die Carbonkorallen untersucht und alle unten mitgeteilten Angaben über dieselben stammen von seiner Hand.

Dr. BÖHM hat mir freundlichst eine vorläufige Mitteilung über die Triasfauna zur Verfügung gestellt.

Allen diesen Forschern bringe ich hiermit meinen tiefgefühlten Dank.

Die geologischen Arbeiten, welche vorher auf der Bären Insel ausgeführt worden sind, werde ich später in meiner grösseren Arbeit ausführlich besprechen. Hier nur eine Übersicht der wichtigsten Daten.

Im J. 1827 weilte der norwegische Geologe B. M. KEILHAU einige Tage auf der Bären Insel, und seine genauen und scharfsinnigen Beobachtungen sind nach den im Universitäts-Museum zu Christiania aufbewahrten Sammlungen und Aufzeichnungen, im J. 1846 von L. VON BUCH beschrieben worden¹. KEILHAU beobachtete den kohlenführenden Sandstein (Ursasandstein), dessen Kohlenflötze schon 1609 von englischen Seeleuten entdeckt worden waren. Ausserdem fand er *über* dem kohlenführenden Sandstein Schichten mit marinen Carbonfossilien, Arten der Gattungen *Productus* und *Spirifer*, darunter dem grossen *Sp. Keilhavii* VON BUCH. Dass KEILHAU thatsächlich die Überlagerung des Spiriferenkalkes auf dem kohlenführenden Sandstein beobachtet, erhellt mit völliger Deutlichkeit aus einem von ihm gezeichneten, in der Arbeit VON BUCH's publicierten Profile, und VON BUCH bezeichnet diese Beobachtung als besonders wichtig.

Während KEILHAU nur den nördlichen Teil der Insel, das Flachland, durchstreifte, arbeitete NORDENSKIÖLD bei seinem ersten Besuche auf der Bären Insel 1864 fast ausschliesslich in der südlichen gebirgigen Gegend. Er fand hier als das älteste Formationsglied der Insel »Schichten von Kalkstein, Kiesel und Schiefer«, welche er aus petrographischen und geognostischen Gründen zu der sog. »Heclahook-Formation« Spitzbergens rechnete. NORDENSKIÖLD betont auch, dass diese Heclahook-Schichten im Gegensatz zu allen jüngeren Ablagerungen der Insel gefaltet sind².

Bei diesem ersten Besuche hatte NORDENSKIÖLD keine Gelegenheit, die kohlenführenden Schichten zu untersuchen, aber er behauptet doch unter Verleugnung der klaren und bestimmten Angaben KEILHAU's und VON BUCH's, dass diese Schichten wahrscheinlich tertiär seien, eine Ansicht, die er 1868 selbst zu Gunsten der Altersbestimmung KEILHAU's und VON BUCH's in glänzender Weise widerlegte.

Im letztgenannten Jahre, 1868, kehrte nämlich NORDENSKIÖLD mit einer grösseren Expedition an Bord der »Sofia« nach der Bären Insel zurück. Diese Expedition, welche fünf Tage lang die Insel erfolgreich durchforschte, brachte von dem kohlenführenden Sandstein eine umfassende Sammlung fossiler Pflanzen mit, die von OSWALD HEER beschrieben wurden. HEER bezeichnet diese Flora als untercarbonisch, und zu derselben Altersstufe, von ihm Ursastufe genannt, führt er auch die von NATHORST und WILANDER 1870 auf Spitzbergen gefundenen Carbonpflanzen³.

¹ L. VON BUCH. Über Spirifer Keilhavii. Abhandlungen der Königl. Akademie der Wissenschaften. Berlin 1846. S. 65–80. Siehe auch: KEILHAU. Reise i Öst- og Vest-Finmarken samt til Beeren Eiland og Spitsbergen. Christiania 1831. S. 108–133.

² DUNÉR und NORDENSKIÖLD. Svenska expeditionen till Spetsbergen år 1864. Stockholm 1867. S. 23–24.

³ O. HEER. Fossile Flora der Bären Insel. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handl. Bd 9. N:o 5. 1871.

1893 veröffentlichte NATHORST eine Revision der HEERSchen Bestimmungen, in welcher er zeigt, dass alle bekannten Carbonflora Spitzbergens, die wahrscheinlich zum Untercarbon gehören, *jünger* sind als die Ursafloora der Bären Insel, »welche wohl eher den Übergang vom Devon darstellt«¹. Auf Grund einiger neuen Funde von den Jahren 1898 und 1899 deutet NATHORST in seinen letzten Arbeiten den Ursasandstein als sicher oberdevonisch².

Die Jahre 1868—1898 bezeichnen einen Stillstand in der geologischen Ausforschung der Bären Insel. Von dieser Zeit können wir nur erwähnen, dass NATHORST 1870 bei einem kurzen Besuche an der Insel auf der Ostküste Glacialschrammen beobachtete, welche eine einstige Vereisung andeuten, und dass A. HAMBERG 1892 an der Kohlenbucht einige Pflanzenversteinerungen sammelte.

Durch die NATHORSTsche Expedition 1898 wurden sehr wichtige Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie unserer Insel gewonnen. So wurden nun zum erstenmal Fossilien (silurischen Alters) in der Heclahook-Formation gefunden, ein fossilienreicher, mittelcarbonischer Kalkstein (Ambiguakalk) wurde nachgewiesen, und von den drei, früher geologisch ganz unbekannten Gipfeln des Mount Misery wurden Fossilien triadischen Alters heimgebracht³. Ferner konnte Prof. NATHORST seine Schrammenbeobachtung vom J. 1870 bestätigen und zugleich feststellen, dass die Eisdecke lokal gewesen mit ihrem Centrum auf dem Flachlande.

Während des Aufenthalts der Expedition an der Insel wurde auch von KJELLSTRÖM und HAMBERG eine topographische Vermessung ausgeführt, welche jedoch erst unmittelbar vor der Abreise beendet wurde und deshalb bei der geologischen Feldarbeit nicht benutzt werden konnte. Demzufolge war es diesmal nicht möglich, eine allgemeine Übersicht der tektonischen Verhältnisse zu gewinnen. Prof. NATHORST beobachtete jedoch, dass nördlich von dem Ella-See die Grenze zwischen Silur und Ursasandstein anscheinend eine Bruchlinie sei, längs welcher der Ursasandstein in die Tiefe gesunken ist, und östlich von Alfreds Berg beobachtete er inmitten des Silurgebietes eine kleine Partie von Ursasandstein, welche eine Grabensenkung andeutet (dies Vorkommen gehört zu der grossen Grabensenkung, die von mir als Ymers Thal bezeichnet worden ist).

Selbst beobachtete ich 1898 in der Nordseite des Alfreds Berg, dass dislocierte Silur- und Ursasandsteinschichten von dem nicht dislocierten Spiriferenkalke diskordant überlagert sind. Die durch diese Beobachtung

¹ NATHORST. Zur paläozoischen Flora der Arktischen Zone. Svenska Vet. Akad. Handl. Bd 26. N:o 4. 1894. S. 74—77.

² NATHORST. Några upplysningar till den nya kartan öfver Beeren Eiland. Ymer 1899. S. 182.

NATHORST. Über die oberdevonische Flora der Bären Insel. Diese Zeitschr. Vol. — IV. 2. 1899. S. 152—156.

³ G. LINDSTRÖM. On a species of Tetradium from Beeren Eiland. Öfvers. Vet. Akad. Förhandl. 1899. N:o 2. S. 41—47.

J. BÖHM. Ueber Triasfossilien von der Bären-Insel. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1899. S. 325—326.

erweckte Hoffnung, hier die Zeit der tektonischen Bewegungen genau feststellen zu können, war es vor allem, was mich im folgenden Sommer wieder nach der Insel führte.

Während dieser letzteren Expedition, 1899, war ich in der glücklichen Lage, zum Zweck der geologischen Kartenaufnahme die überhaupt sehr gute topographische Karte der Antarctic-Expedition benutzen zu können. Ausser einer eingehenderen Durchforschung der Stratigraphie der Insel, konnte ich auch in der Gebirgsgegend eine Serie nordsüdlicher Grabensenkungen carbonischen Alters nachweisen. Erst durch diese Entdeckung war der Schlüssel zur Deutung der Eigentümlichkeiten in der Geologie der Bären Insel gefunden. Diese tektonischen Störungen carbonischen Alters haben nämlich nicht nur die Grundzüge der topographischen Ausbildung der Gebirgsgegend orientiert, sondern sie haben auch zu der ausserordentlich abwechselungsreichen und eigentümlichen Stratigraphie der Carbon-schichten Anlass gegeben, mit anderen Worten, sie erklären nicht nur, wenigstens teilweise, die Thatsache, dass sich hier ein kleiner widerstandsfähiger Abrasionsrest aus dem Meere erhebt, sondern sie belehren uns auch über die Ursachen, weshalb diese kleine Insel eine so überraschend abwechselnde Stratigraphie aufweisen kann.

Topographische Übersicht¹.

Die Bären Insel besteht aus zwei topographisch ganz verschiedenen Teilen, einem nördlichen, grösseren, einer Tiefebene mit einer mittleren Höhe von etwa 50 M. über dem Meere, und einem südlichen, kleineren Teile, einer Gebirgsgegend, deren Gipfel und Bergplateaus sich bis zu 400—539 M. Höhe erheben.

Die Tiefebene ist ausschliesslich aus oberdevonischen und carbonischen Schichten aufgebaut, und die Schichtenstellung ist ziemlich einfach. Im östlichen Teile des Gebietes liegen die Schichten fast horizontal. Der grössere, westliche Teil, von der Linie Kap Forsberg—Ella-See begrenzt, ist aus einer Serie oberdevonischer und mittelcarbonischer Schichten mit schwachem, westlichem Fallen aufgebaut. In einem kleinen Gebiete an der Nordküste östlich von dem Nordhafen ist der gegen W. fallende oberdevonische Ursasandstein von horizontal lagerndem Obercarbon (Spiriferenkalk) diskordant überlagert.

Die Gebirgsgegend im Süden besteht ihrer Hauptmasse nach aus einer alten Schichtenserie von Dolomiten, Kalksteinen und Schiefern der Heclahook-Formation, welche wenigstens teilweise von silurischem Alter und im Gegensatz zu allen jüngeren auf der Insel vorkommenden Ablagerungen von Dynamometamorphismus beeinflusst worden ist. Diese überwiegend gegen NO. fallende Heclahookserie ist durch einige in nordsüdlicher Richtung ausgedehnte Grabensenkungen carbonischen Alters zer-

¹ Hierzu die geologische Kartenskizze, Pl. X, sowie auch die von NATHORST veröffentlichte topographische Karte. Ymer 1899. H. 2.

stückelt. Teils unten in diesen Gräben, teils auf dem Heclahook-Rücker längs der SW-Küste liegen Denudationsreste von oberdevonischen und carbonischen Schichten.

Die nordöstliche Partie des Gebirgslandes, der höchste und schönste Berg der Insel, Mount Misery, ist aus fast horizontalen Schichten von Ursa sandstein, Spiriferenkalk und Trias aufgebaut. In seinem geologischen Bau stimmt er somit mit der Tiefebene am nächsten überein und ist als ein Denudationsrest aufzufassen, der von dem Abrasionsvorgang, welcher das Flachland aussägte, verschont geblieben. Somit gehört Mount Misery zwar topographisch zum Gebirgslande, aber was den geologischen Bau betrifft ist er zu dem Flachlande zu rechnen. Ein ähnlicher Denudationsrest, wenn auch niedrig und unbedeutend, ist Oswalds Vorberg nahe der Westküste nördlich vom Ella-See.

Das Flachland ist an der Küste fast überall durch ein senkrechtes Steilufer begrenzt, dessen mittlere Höhe 25—30 M. beträgt. Nur an dem Nordhafen sowie auch an einigen Stellen der Ostküste sinkt das Plateau in einer sanften Böschung nach dem Ufer zu. Von der angegebenen Höhe (25—30 M.) an der Küste erhebt sich die Ebene gleichförmig und fast unmerklich landeinwärts bis an das Gebiet zwischen dem nördlichsten Teil von Oswalds Vorberg und der Westecke von Mount Misery, wo ihre Höhe etwa 100 M. betragen dürfte. Im westlichen Teile, der aus mittelcarbonischen Gesteinen besteht, deren Verwitterungsprodukte einen sumpfigen thonigen Boden bilden, ist das Plateau völlig eben. Das Spiriferenkalkgebiet östlich vom Nordhafen ist kleinhügelig, und auch auf dem grossen Ursa sandsteingebiete finden sich im Terrain schwache Undulationen.

Von einem der Berge im Süden, z. B. Urd auf Mount Misery gesehen, erscheint das Flachland wie eine völlig ebene Fläche, die mit einer fast unzähligen Menge grösserer und kleinerer Seen von geringer Tiefe bestreut ist, deren Abflüsse mit einem sehr unregelmässigen und verwickelten Verlaufe den Weg nach dem Meere suchen.

Mount Misery ist seinem unteren Teile nach ein Plateauberg, aus Ursa sandstein und Spiriferenkalk aufgebaut. Über das Spiriferenkalkplateau, das auf einer mittleren Höhe von 300 M. gelegen ist und schwach nach NO. abfällt, erheben sich drei Gipfel, von Prof. NATHORST 1898 Drei Kroner genannt, nun von mir mit den Namen der drei Nornen der nordischen Mythologie, Urd, Verdandi und Skuld bezeichnet, die eine Höhe von resp. 539, 465 und 464 M. besitzen und aus Triasschichten aufgebaut sind.

Auch die Gebirgsgegend ist gegen das Meer fast überall von senkrechten Abrasionsabstürzen begrenzt. Nur am Russenhafen und Olgahafen ist der Zugang vom Meere ziemlich leicht. An der Ostküste, von der Südecke des Mount Misery bis zum Südhafen, sind die Uferabstürze ziemlich niedrig (26—90 M.), aber SW. vom Südhafen ist das Gebirgsland und infolgedessen auch die Uferabstürze höher. An der Westküste, z. B. an der Westseite von Hambergs Berg, hat der fast ganz senkrechte Absturz eine Höhe von etwa 400 M. In der Nähe der Ostküste ist das Gebirgsland von ziemlich unbedeutender Höhe, nach Westen aber erhebt es sich mit einem

kleinhügeligen Terrain bis zu den Berghöhen, die Antartics Berg (356 M.) genannt worden sind, und die mit einem sehr steilen Absturz, gegen Ymers Thal abfallen. Das ganze hier beschriebene Gebiet von der Ostküste bis Ymers Thal besteht ausschliesslich aus Heclahookschichten.

Längs der Südwestküste liegen drei Berge, der Vogelberg, Hambergs Berg und Alfreds Berg, von etwas mehr als 400 M. Höhe. Alle drei Berge tragen je eine Decke von jüngerem Obercarbon (Spiriferenkalk), die auf einem sehr verschiedenartigen Untergrund (älterem Obercarbon, Ursasandstein, Heclahookkalkstein) lagert. (Vergl. Pl. VIII und IX.)

Stratigraphie.

(Hierzu Tabelle 1 und Pl. VIII.)

Auf der Bären Insel habe ich kein einziges Eruptivgestein beobachtet, und es kommt mir sogar unwahrscheinlich vor, dass sich auch nur ein unbedeutendes Eruptivvorkommnis den ziemlich eingehenden Untersuchungen hätte entziehen können. Möglich wäre es immerhin, dass irgendein unbekanntes Eruptiv in der ältesten Serie, der Heclahookformation, die im südlichen Teile der Insel hohe, unzugängliche Uferabstürze bildet, versteckt sein konnte.

So weit bekannt, ist somit die Bären Insel ausschliesslich aus Sedimentärgesteinen aufgebaut, über deren Stratigraphie ich in der Tabelle 1 eine Übersicht liefere.

In der ältesten Serie, in der Tabelle als Silur bezeichnet, sind Fossilien nur in dem ältesten Gliede, dem Tetradiumkalke, gefunden, das von Prof. LINDSTRÖM als jüngstes Untersilur gedeutet wird. Wenn ich hier auch die jüngeren, fossilienfreien Glieder zu dem Silursysteme führe, will ich damit nur andeuten, dass sie mit dem Tetradiumkalke zusammen eine geognostische Einheit bilden, welche dadurch charakterisiert ist, dass die hierher gehörigen Schichten von Dynamometamorphismus beeinflusst worden sind, während alle jüngeren, auf der Insel vorkommenden Systeme, Oberdevon, Carbon und Trias, keine Spur solcher Einwirkung zeigen.

Schon 1864 hat NORDENSKIÖLD diese älteste, dynamometamorphosierte Schichtenserie beobachtet und die auffallenden petrographischen und tektonischen Analogien zwischen derselben und der Heclahookformation Spitzbergens nachgewiesen¹. Ich verwende im folgenden diesen Namen auch für die fraglichen Ablagerungen auf der Bären Insel, jedoch nur mit der ausdrücklichen Bemerkung, dass die erwähnten Analogien zwischen den in Rede stehenden Schichten der Bären Insel und den entsprechenden Spitzbergens noch immer jeder paläontologischen Bestätigung entbehren.

In der 200 M. mächtigen Serie von schiefrigen Gesteinen, welche die drei Gipfel des Mount Misery aufbaut, sind bestimmbare Fossilien nur in dem oberen Teile gefunden. In dem mächtigeren unteren Teile habe ich nur ganz unbestimmbare Fossilienreste angetroffen. Das Alter dieser

¹ DUNÉR und NORDENSKIÖLD. Cit. Arb. S. 23—24.

letzteren Schichten lässt sich somit noch nicht feststellen, und wenn ich in der Tabelle dieselben zum Trias geführt, will ich damit keineswegs die Möglichkeit leugnen, dass sie vielleicht teilweise auch permischen Alters sein können.

In der Schichtenfolge der Bären Insel giebt es auf mehreren Niveaus grosse Lücken, mit anderen Worten, bedeutende Zeiträume haben hier keine Ablagerungen hinterlassen. Hierbei sind zwei Fälle möglich:

1. In der Zwischenzeit zwischen der Ablagerung des älteren und des jüngeren Schichtenkomplexes haben keine tektonischen Bewegungen stattgefunden. Das jüngere Sediment lagert in diesem Falle oft *anscheinend* konkordant auf dem älteren; wir haben hier in der Schichtenfolge eine Lücke ohne sichtbare Diskordanz oder in der Tabelle kurz eine *Lücke*. Solche Lücken sind zwischen dem Oberdevon und Mittelcarbon, sowie auch zwischen dem Obercarbon und Trias vorhanden.

2. Der ältere Schichtenkomplex ist vor der Ablagerung des jüngeren durch tektonische Störungen beeinflusst worden. Die Lagerung zeigt hier eine deutliche *Diskordanz*. Derartige Diskordanzen finden sich auf drei verschiedenen Niveaus, unter dem Oberdevon und dem älteren sowie auch dem jüngeren Obercarbon. (Vergl. Pl. VIII.)

Die Heclahook-Formation.

Der südliche, gebirgige Teil der Bären Insel, mit Ausnahme des Mount Misery, ist hauptsächlich aus einer altpaläozoischen Schichtenserie von Dolomiten, Kalksteinen, Quarziten und Schiefen aufgebaut.

Die dynamometamorphische Einwirkung auf diese Formation äussert sich weniger in einer Faltenbildung als in einer Destruktion, einer Zerschmetterung der Gesteine im kleinen. Am schönsten tritt diese Quetschungsstruktur bei dem Tetradiumkalke, dessen Fossilien in hohem Grade deformiert sind, hervor.

Die Schichtenlage ist teilweise, besonders in den Bergen längs der Westküste, fast schwebend; in einem grossen Teile des Gebietes fallen die Schichten 20–30° NO. Wenn hier überhaupt von einer Faltenbildung die Rede sein kann, sind die Falten jedenfalls sehr flach. Zwar hat NORDENSKIÖLD und viel später auch L. CREMER von der Heclahookformation der Bären Insel scharfe Faltenbildungen beschrieben, Angaben, die sich offenbar auf eine kleine Partie der jüngsten Heclahookschichten, roter und grünlich-grauer Schiefer, zwischen dem Südhafen und Olgahafen beziehen¹. Die ausserordentlich schönen und scharfen Fältchen in dieser Schieferserie stehen meiner Ansicht nach in keiner Beziehung zu der Dynamometamorphose (wahrscheinlich devonischen Alters), welche die ganze Heclahookformation beeinflusst hat. Diese Falten sind in Verbindung mit der Entstehung einer Grabensenkung gebildet, in welcher die erwähnte Schieferpartie zwischen

¹ DUNÉR und NORDENSKIÖLD. Cit. Arb. S. 23–24.

L. CREMER. Ein Ausflug nach Spitzbergen. Berlin 1892. S. 22.

älteren Heclahookgesteinen eingepresst liegt. Diese Grabensenkung (und damit auch die Falten) dürfte vielleicht wie die übrigen grossen Verwerfungen auf der Bären Insel von carbonischem Alter sein.

Die Dynamometamorphose (deren Alter zwischen den Grenzwerten Untersilur-Oberdevon liegt), welche in der Heclahookformation der Bären Insel ausgeprägte Pressungs- und Quetschungsstrukturen sowie auch eine schwache Faltenbildung bewirkt hat, dürfte einerseits mit der Bildung der skandinavisch-caledonischen Gebirgskette, andererseits mit der Gebirgsfaltung der Heclahookformation Spitzbergens in Verbindung stehen.

Als das älteste, auf der Bären Insel zugängliche Glied der Heclahookserie ist in der Tabelle der Tetradiumkalkstein bezeichnet. Petrographisch steht dieses Gestein in sehr naher Beziehung zu den Dolomiten der folgenden Abteilung, und stellenweise scheinen Kalkstein und dolomitische Gesteine mit einander zu wechsellagern. Auch im Liegenden des Tetradiumkalkes dürften ebenfalls mächtige Dolomitschichten vorkommen, welche jedoch fast nur in den senkrechten Uferabstürzen ausgehen und deshalb bei der Kartierung wenig hervortretend sind.

Der Tetradiumkalk ist ein dunkler, dichter Kalkstein, der überall deutliche Pressungs- und Quetschungsstrukturen zeigt. In demselben sind Mineralgänge mit *Bleiglanz* und durchsichtigem *Kalkspat* nicht selten.

1898 machte NATHORST den wichtigen Fund von Fossilien in diesem Kalkstein. 1899 wurde etwas weiteres Material eingesammelt, das jedoch leider keine neuen Daten für die Altersbestimmung gegeben. Die Fossilien sind immer sehr schlecht erhalten, gepresst und deformiert. Sie gehören zu folgenden Gruppen und Formen¹:

Actinoceras plur. sp.

Crinoidéenglieder.

Strophomena sp.

Bryozoen.

Tetradium sp.

Nur die letzterwähnte Form giebt einen Anhaltspunkt für die Altersbestimmung, indem nach Prof. LINDSTRÖM'S Darstellung alle bisher bekannten Arten, die mit Sicherheit zu dieser Gattung gehören, im jüngeren Untersilur Nordamerikas vorkommen.

Ein reichhaltigeres Material zur Bestimmung des Alters des Tetradiumkalkes wäre offenbar besonders wünschenswert.

Der Tetradiumkalk wird von grauem und rotem Dolomit überlagert. In dieser Dolomitserie sind als seltenere Gesteine auch Dolomitbreccie und ein eigentümlicher Oolith beobachtet. In den Dolomitschichten (oft in Verbindung mit der Breccie) finden sich, z. B. an dem Russenhafen und auf Gull Eiland, Mineralgänge (mit einer Mächtigkeit von bis zu wenigstens 2 Dm.), welche nach einer Mitteilung von FORSBERG *Baryt*, *Bleiglanz*, *Zinkblende* und *Strontianit* führen.

¹ G. LINDSTRÖM. On a species of Tetradium from Beeren Eiland. Övers. Vet. Akad. Förländl. 1899. N:o 2. S. 41—47.

Im oberen Teile der Serie, nördlich vom Russenhafen ist ein hellgrauer, quarzitischer Sandstein anstehend.

Diese Dolomit- und Sandsteinserie wird längs der Südwestseite des Mount Misery von dem jüngsten Gliede der Heclahookformation, grauen, roten und dunklen Schiefen mit Einlagerungen von Quarzit überlagert. Diese Schichten sind in dem Uferabhänge an der Südecke des Mount Misery prachtvoll entblösst und fallen hier 20—30° NO. Auch zwischen dem Olghafen und Südhafen ist, wie erwähnt, eine kleine Partie dieser Schiefer in einem Graben eingepresst und gefaltet.

1866 veröffentlichte NORDENSKIÖLD eine Übersicht der Altersfolge in den Heclahook-Schichten auf Spitzbergen, die mit der von mir auf der Bären Insel gefundenen Schichtenfolge in auffallender Weise übereinstimmt¹. Die unterstehende Tabelle wird dies zeigen:

Die Heclahook-Formation.

<i>Spitzbergen</i> nach NORDENSKIÖLD 1866.	<i>Bären Insel.</i>
Schwarze, rote und grüne Thonschiefer.	Dunkle, rote und grünlichgraue Thonschiefer.
Hellgrauer oder roter Quarzit.	Hellgrauer quarzitischer Sandstein Grauer und roter Dolomit.
Grauer Kalkstein.	Dunkler Kalkstein mit <i>Tetradium</i> .

Wie DE GEER neuerdings mitgeteilt hat, wird auf Spitzbergen die Schieferserie von Dolomiten auch überlagert².

Devon.

Die Heclahookformation wird mit ausgeprägter Diskordanz von dem mächtigen *Ursasandstein* überlagert, welcher von allen Formationsgliedern der Insel das grösste Areal einnimmt und in erster Linie für unsere Insel charakteristisch ist.

In dem schönen Profile in der Bucht an der Südecke des Mount Misery lagert der Ursasandstein mit einer prachtvollen Diskordanz auf dem jüngsten Gliede der Heclahookformation, der Schieferserie.

¹ A. E. NORDENSKIÖLD. Utkast till Spetsbergens geologi. Svenska Vet. Akad. Handl. Bd 6. No 7. 1866. S. 10—11.

² Geol. Fören. Förhandl. Bd 22. 1900. S. 70.

In dem Senkungsfelde zwischen Mount Misery und dem Russenfluss liegt ein Konglomerat, das sich nur als zu dem Basalkonglomerate des Ursasandsteins gehörig deuten lässt. Dieses horizontal lagernde Konglomerat liegt auf gegen ONO. fallenden Schichten, teils von der Schieferserie, teils von der älteren Dolomitserie.

Weiter nach Westen, z. B. in Ymers Thal, ist der Kontakt zwischen dem Ursasandstein und seinem Liegenden nirgends entblösst, aber alle Thatsachen deuten doch bestimmt darauf hin, dass er hier direkt auf dem Tetradiumkalke lagert.

Schon vor der Ablagerung des Ursasandsteins hatte somit die Denudation durch alle Glieder der gegen NO. fallenden Heclahookformation einen Horizontalschnitt ausgesägt, der später durch die Entfernung des Ursasandsteins stellenweise wieder blossgelegt worden ist.

Eine Minimimächtigkeit des Ursasandsteins habe ich an der Westecke des Mount Misery zu etwa 100 M. gemessen; die wirkliche Mächtigkeit ist wahrscheinlich bedeutend grösser. Das Gestein ist in seiner typischen Ausbildung ein ziemlich feinkörniger, braungrauer, dickbankiger Sandstein. In Verbindung mit diesem stehen auch untergeordnete Konglomeratbildungen, vor allem das mächtige Basalkonglomerat in dem Senkungsfelde zwischen Mount Misery und dem Russenflusse. Auch inmitten der Sandsteinserie finden sich Konglomeratschichten an ein paar Lokalitäten an der Ostküste.

Der Ursasandstein ist die kohlenführende Formation der Bären Insel. Am besten zugänglich sind die Flötze in den Uferabhängen N. und S. von der Kohlenbucht. Diese senkrechten Uferabstürze haben hier eine Höhe von etwa 35 M., und in denselben gehen stellenweise 3—4 Kohlenflötze mit fast horizontaler, schwach undulierender Lage und einer Mächtigkeit von 0,5—1,4 M. aus. An den Kohlenflötzen liegen oft Schichten von schwarzem, dünn gespaltetem Schiefer und seltener auch dünne Bänder von Thoneisenstein.

Die einzigen Tierreste, welche wir bis jetzt aus dem Ursasandstein kennen, sind zwei Fischschuppen, die 1898 von meinem Namenswetter und Kameraden auf der Reise Dr. GUNNAR ANDERSSON in losliegenden Blöcken unter dem Uferprofile an der Südecke des Mount Misery gefunden wurden und die von A. SMITH WOODWARD als *Holoptychius monilifer* n. sp. und *H. giganteus* Ag.? beschrieben worden sind¹.

Sowohl in der Steinkohle selbst als in den Schichten, welche unmittelbar über und unter den Flötzen liegen, sind dagegen Pflanzenreste in grosser Menge vorhanden. Am schönsten erhalten sind dieselben in dem dünn gespalteten, dunklen Schiefer, wo oft sehr grosse Exemplare angetroffen werden. Die wichtigsten Formen sind nach NATHORST²:

Archæopteris hibernica FORBES sp.

¹ SMITH WOODWARD. Notes on fossil fish-remains collected by the Swedish Arctic Expedition 1898. Bih. Vet. Akad. Handl. Bd. 25. Afd. IV. N:o 5. 1900.

² NATHORST. Oberdevonische Flora der Bären Insel. Diese Zeitschr. Voi. IV. 2. 1899. S. 152—156.

Archæopteris fimbriata NATH.

Bothrodendron kiltorkense HAUGHTON sp.

Pseudobornia ursina NATII.

Ob eine stratigraphische Zerteilung des Ursasandsteins in Zonen mit verschiedenen Floren sich durchführen lässt, ist noch nicht hinreichend klargestellt. *Archæopteris fimbriata* ist nur am SO-Abhange des Mount Misery gefunden, und zwar in Schichten, die wahrscheinlich zum unteren Teile der Serie gehören, während die übrigen Formen mit einander zusammen in der Kohlenbucht-Gegend vorkommen. Möglicherweise können wir somit eine ältere Zone mit *A. fimbriata* und eine jüngere Zone mit *A. hibernica* unterscheiden.

Alle Fossilien, sowohl die Fischreste als auch die Pflanzen, gehören zu oberdevonischen Typen. Dass der Ursasandstein nicht das Untercarbon vertreten kann, das auf der Bären Insel in normaler Ausbildung fehlt, erhellt aus den Verhältnissen in Irland (Kiltorkan) und Belgien (Evieux), wo Schichten mit *Holoptychius* und *Archæopteris* der *hibernica*-Gruppe (bei Kiltorkan auch *Bothrodendron kiltorkense*) von marinem Untercarbon überlagert werden. Das oberdevonische Alter des Ursasandsteins dürfte jetzt durch NATHORST'S Untersuchungen festgestellt sein.

Von Spitzbergen kennen wir bis jetzt keine Äquivalente des Ursasandsteins. Die pflanzenführenden Schichten auf Spitzbergen, welche HEER zu seiner »Ursastufe« führte, werden, wie NATHORST gezeigt hat, durch ganz andere Floren untercarbonischen (event. teilweise auch mittelcarbonischen) Alters gekennzeichnet und sind somit entschieden jünger als der Ursasandstein.

Carbon.

Mittelcarbon.

Sandstein und Kalk mit *Athyris ambigua* Sow. (Ambigua-kalk.) NW. vom Ella-See, im östlichen Teile von Oswalds Vorberg sowie auch S. vom Nordhafen wird der Ursasandstein ohne sichtbare Diskordanz von dem ältesten Gliede des Carbonsystemes, einer Schichtenserie, die hauptsächlich aus roten und weissen Sandsteinen aufgebaut ist, überlagert. Auf der Flachebene, wo der Gebirgsgrund nur wenig zugänglich ist, habe ich nicht versucht, die Verbreitung dieser Serie im einzelnen festzustellen, aber vom Gipfel der Urd aus habe ich gesehen, dass eine breite Zone auf dem Flachlande zwischen Oswalds Vorberg und dem Nordhafen einen rötlichen Farbenton besitzt, welcher zeigt, dass diese Schichtenserie an der Westgrenze des Ursasandsteins entlang einen breiten Gürtel über die Insel bildet.

Die vorherrschenden Gesteine dieser Serie sind rote und weisse Sandsteine, hie und da mit eingelagerten Bänken von rot- und weiss-sprenkligem Kalkstein. Ausserdem findet man hier Konglomerate, stellenweise

von bedeutender Mächtigkeit, sowie auch schiefrige, rotbraune und graue Gesteine. Besonders im oberen Teile der Serie in der Westseite von Oswalds Vorberg sind sprenklige, feuersteinartige Gesteine anstehend.

Fossilien sind in dieser Schichtenserie nur NW. vom Ella-See in Oswalds Vorberg gefunden worden. In der Ostseite dieses Berges, also wahrscheinlich in einer der älteren Schichten, in einem Kalksandsteine fand ich ein Exemplar des *Productus corrugatus* M'COY. In einer in den roten Sandsteinen eingelagerten Kalksteinbank traf ich einen *Bellerophon* und zwei Korallen *Diphyphyllum* sp. und *Clisiophyllum* sp. Auf einem etwas höheren stratigraphischen Niveau ganz in der Nähe des Meeresufers wurde 1898 eine fossilienreiche Kalksteinbank entdeckt, in welcher 1899 grössere Einsammlungen gemacht wurden. Hiervon zu erwähnen sind:

Athyris ambigua SOW., massenhaft.

Eumetria serpentina KON.?

Spirifer supramosquensis NIKITIN.

Productus corrugatus M'COY.

„ *undiferus* KON.

Gelber Sandstein ohne Fossilien. Die Ambigua-Serie wird von einem gelben, lockeren Sandstein überlagert, der mit sehr schwachem, westlichem Fallen von Kap Ruth bis Kap Elisabeth den Uferabhang aufbaut. Aus demselben Gestein besteht auch der Uferabsturz im westlichen Teile der Nordküste, und der Sandstein bildet ganz gewiss einen über den westlichsten Teil der Insel sich ausdehnenden Gürtel westlich von der Ambigua-Serie und östlich vom Fusulinenkalke in der Gegend von Kap Dunér.

Der Sandstein, in dem nirgends Fossilien zu finden waren, ist stellenweise konglomeratartig mit Geröllen von Quarz und dichten, feuersteinartigen Gesteinen.

Fusulinenkalkstein. In der kleinen Bucht SO. von Kap Elisabeth lagert über dem Sandstein ein dunkler, fusulinenführender Kalkstein. Von Kap Elisabeth bis etwas nördlich von Kap Dunér ist der Uferabsturz grösstenteils oder ausschliesslich aus dem fast horizontal lagernden Fusulinenkalke aufgebaut. Bei Kap Dunér ist das Liegende des Fusulinenkalkes ein quarzitischer Sandstein mit undeutlichen Fossilienfragmenten.

Der Fusulinenkalkstein ist in frischem Bruche dunkelgrau, auf verwitterter Fläche hellgrau. Er ist zum grossen Teil von den in ungeheurer Menge angehäuften Schalen von *Fusulina cylindrica* FISCHER gebildet, und ausser dieser Foraminiferen-Form kann ich aus dem Fusulinenkalke nur folgende Fossilien erwähnen:

Camerophoria isoryncha M'COY.

Syringopora sp., wahrscheinlich *S. ramulosa* GOLDFUSS.

Unbestimmbare *Cyathophylliden*-Form.

Obercarbon.

Älteres Obercarbon.

Die ältere Abteilung des Obercarbon treffen wir nur im südwestlichen Teile der Insel, im Vogelberge, Hambergs Berg und Alfreds Berg sowie auch im inneren (südlichen) Teile von Ymers Thal, an welchen Stellen sie unter besonders abwechselnden und eigentümlichen Lagerungsverhältnissen auftritt.

Im Vogelberge und Hambergs Berg liegt das ältere Obercarbon direkt auf Heclahook-Schichten und wird von jüngerem Obercarbon (Spiriferenkalk) überlagert.

Im nordwestlichen Teile von Alfreds Berg liegt wahrscheinlich ein Denudationsrest von dieser Serie zwischem dem Ursasandstein und dem Spiriferenkalk.

Im südlichen Teile von Ymers Thal liegt eine gesunkene Partie von älterem Obercarbon, die höchst wahrscheinlich auf Ursasandstein lagert.

Die Serie zerfällt in zwei petrographisch und faunistisch verschiedene Teile, welche jedoch mit einander nahe verbunden zu sein scheinen, unten Sandstein mit korallenführenden Kalkbänken und oben fossilienreicher Kalkstein mit *Productus cora* D'ORB.

Sandstein mit Bänken von Korallenkalk. Ein gelblich-weisser Sandstein mit Einlagerungen von grauem Kalkstein. Hierin:

Petalaxis sp.

Lithostrotion sp.

Syringopora sp.

Kalkstein mit *Productus cora* d'Orb. Eine Kalksteinserie, deren Farbe in verschiedenen Schichten bedeutend wechselt — von hellgrau mit einem rötlichen Anstrich bis dunkel rotbraun. Das Gestein ist fast immer mit Schalenfragmenten gespickt, und einige Brachiopoden, besonders *Reticularia lineata*, treten stellenweise in ungeheurer Menge auf. Von der reichen Brachiopodenfauna dieser Zone können hier folgende Formen erwähnt werden:

Productus boliviensis D'ORB.

» *cora* D'ORB.

» *Humboldti* D'ORB.

» *Koninckianus* VERN.

Spiriferina Saranæ VERN.

Reticularia lineata MART.

Camerophoria Purdoni DAV.

Rhynchopora Nikitini TSCHERN.

Die gesammte Mächtigkeit der älteren obercarbonischen Schichtenserie ist mindestens 30 M., wahrscheinlich nicht unbedeutend grösser.

Jüngeres Obercarbon.

Das jüngste Glied des Carbonsystemes ist eine mächtige Kalksteinablagerung, der *Spiriferenkalk*, welcher in drei getrennten Gebieten vorkommt: an der Nordküste östlich vom Nordhafen, in dem Mount Misery und auf den Bergen an der Südwestküste. Das letzterwähnte Gebiet zerfällt eigentlich in drei kleinere, indem jeder der drei Berge eine isolierte Spiriferenkalkdecke trägt.

Sind die Lagerungsverhältnisse der älteren Obercarbonserie sehr abwechslungsreich, ist dies in noch höherem Grade der Fall mit dem Spiriferenkalk. Die letzte carbonische Abrasion und die darauf folgende Transgression bezeichnend, breitet er sich über einen sehr verschieden-altigen Gebirgsgrund aus.

In dem nördlichsten Gebiete, östlich vom Nordhafen nimmt der Spiriferenkalk eine längere zusammenhängende Strecke längs der Küste ein. Die Grenze dieses grösseren, zusammenhängenden Gebietes landeinwärts verläuft sehr unregelmässig, und ausserhalb derselben liegt eine Menge kleiner, isolierter Spiriferenkalkhügel. Zwei solche isolierte Denudationsreste sind auf der Karte angedeutet, einer an der Westgrenze des Gebietes, einer im Osten (Kap Forsberg).

Der Spiriferenkalk lagert in diesem Gebiete direkt auf dem oberdevonischen Ursasandstein, und der Kontakt zwischen beiden ist in den Küstenprofilen besonders prachtvoll entblösst. Unter dem östlichsten Spiriferenkalkvorkommen (Kap Forsberg) liegt der Ursasandstein fast horizontal, und die Überlagerung ist somit scheinbar konkordant. In dem grossen Spiriferenkalkgebiete längs der Nordküste dagegen fällt der Ursasandstein 10—15° gegen W. bis WSW. und wird mit ausgeprägter Diskordanz von dem fast horizontal liegenden Spiriferenkalk überlagert.

In Mount Misery baut der Spiriferenkalk den oberen Teil des Plateauberges auf. Auch hier liegt er direkt auf Ursasandstein mit einer wenig ausgeprägten, aber doch völlig sicheren Discordanz, indem das Fallen des Ursasandsteins gegen NO. etwas stärker ist als dasjenige des Spiriferenkalkes.

In den südwestlichen Küstenbergen sind die Lagerungsverhältnisse des Spiriferenkalkes besonders abwechselnd. Im Vogelberge und Hambergs Berg wird er von älterem Obercarbon unterlagert¹. In Alfreds Berg liegt er, wenn ich die Verhältnisse richtig gedeutet, längs der Ostseite des Berges auf Heclahook-Kalkstein, im mittleren Teile auf Ursasandstein und im Nordwesten auf älterem Obercarbon. Profil P₁, Pl. IX zeigt, wie der

¹ Der Kontakt zwischen den zwei obercarbonischen Formationsgliedern ist nicht in grösserer Ausdehnung für die Untersuchung zugänglich, und ich habe deshalb nicht entscheiden können, ob eine Diskordanz zwischen denselben vorliegt. Das Basalkonglomerat des Spiriferenkalkes, welches auch hier vorhanden ist, sowie auch die Lagerungsverhältnisse auf anderen Teilen der Insel zeigen jedoch, dass bedeutende tektonische Störungen und eine umfassende Denudation in der Zwischenzeit zwischen der Ablagerung des älteren und des jüngeren Obercarbon stattgefunden haben.

Spiriferenkalk hier mit ausgeprägter Diskordanz diesen verschiedenartigen Untergrund überlagert.

Die Hauptmasse des Spiriferenkalkes besteht aus einem krystallinischen, grauen Kalkstein, stellenweise mit feuersteinartigen Einlagerungen. Dieses Gestein ist jedoch keineswegs alleinherrschend. An der Basis der Ablagerung liegt ein wenig mächtiges, aber anscheinend konstantes Konglomerat. Im unteren Teile der Serie habe ich an mehreren Stellen einen dunkelgrauen Kalksandstein mit eingestreuten Körnern von Glaukonit (?) beobachtet. In diesem Gestein ist eine grosse, schöne *Derbyia* ziemlich häufig. In der Mitte des Spiriferenkalkes, zwischen zwei mächtigen Kalksteinbetten liegt eine Bank von Sandstein, mindestens 10 M. mächtig. Dieser Sandstein ist teils dickbankig und fossilienfrei, in welchem Falle er dem Ursasandstein täuschend ähnlich ist, teils enthält er in anderen Schichten zahlreiche Fossilien, *Productus*-Formen und Bivalven.

Die Mächtigkeit des Spiriferenkalkes ist nach einem Profile von der Westecke des Mount Misery wenigstens 71 M.

Der Spiriferenkalk enthält eine ziemlich formenreiche Fauna, deren Arten im allgemeinen in grosser Individuenmenge vorkommen. Ohne dieser Frage ein eingehendes Studium gewidmet zu haben, habe ich doch den Eindruck bekommen, dass wenigstens viele der hier vorkommenden Arten durch die ganze Schichtenserie ziemlich gleichförmig verbreitet sind. Von den Brachiopoden des Spiriferenkalkes sind hier zu erwähnen:

Productus uralicus. TSCHERN. (In Manuskr.)

» *timanicus*. STUCKENB.

» *Purdoni*. DAV.?

Spirifer Keilhavii. v. BUCH.

Reticularia lineata. MART.

Rhynchopora Nikitini. TSCHERN.

Vergleich mit anderen Carbonegebieten.

Ältere Untersuchungen über das arktische Carbon. Das Carbonsystem wurde zuerst in West-Europa eingehend studiert, wo dessen ganze obere Abteilung als nicht-marine, pflanzen- und kohlenführende Ablagerungen ausgebildet ist, und in diesem Gebiete wurde ein Normalbild der Stratigraphie des fraglichen Systemes konstruiert, welches bis in die letzte Zeit alleinherrschend geblieben ist. Dieser Umstand hat die richtige Auffassung des arktischen Carbon, das in Wirklichkeit eine ganz andere Ausbildung aufweist, in hohem Grade verzögert.

Die älteren Verfasser TOULA, LINDSTRÖM und ETHERIDGE, suchten in den Fossilien der marinen arktischen Carbonschichten diejenigen Formen wiederzufinden, welche für die eine oder die andere der zwei marinen Schichtenserien (Kohlenkalk und Perm), welche die produktive Steinkohlenformation West-Europas unter- und überlagern, charakteristisch sind. Dies führte zu dem Nachweis durch TOULA und LINDSTRÖM von einer auf Spitzbergen

vorhandenen marinen Übergangsserie zwischen Carbon und Perm, in anderen Fällen aber wurden solche Schichten zu dem Permocarbon (beziehungsweise Perm) oder Kohlenkalk gerechnet, welche in der That als Altersäquivalente der produktiven Steinkohlenformation West-Europas aufzufassen sind. Noch in neuerer Zeit hat sich ein Verfasser (HINDE) eines ähnlichen Irrtums schuldig gemacht.

Umfassende und ausgezeichnete stratigraphische Untersuchungen seitens russischer Forscher, in neuerer Zeit vor allen TSCHERNYSCHEW, welche dargelegt haben, dass in mehreren Teilen von Russland, z. B. Ural, das gesammte Carbonsystem eine ganz überwiegend marine Ausbildung aufweist, haben für eine richtigere Deutung der Stratigraphie des arktischen Carbon eine neue Möglichkeit eröffnet¹. Diese Arbeiten sind von FRECH in seiner neuerdings veröffentlichten Darstellung des Carbonsystemes zusammengefasst worden, und dieser Verfasser liefert folgende Zoneneinteilung des Carbonsystemes in dessen rein mariner Ausbildung²:

Obercarbon	{ Schwagerinen-Stufe.
	{ Zone mit <i>Productus cora</i> .
Mittelcarbon	Stufe des <i>Spirifer mosquensis</i> .
Untercarbon	{ Zone des <i>Prod. giganteus</i> .
	{ » » <i>Spir. tornacensis</i> .

Es ist nun zunächst meine Aufgabe, die Carbonserie der Bären Insel, welche, wie wir oben gesehen haben, eine ausschliesslich marine Ausbildung besitzt, mit diesem Schema in Verbindung zu bringen.

Das Alter des Ambiguakalkes. Die älteste fossilienführende Carbonschicht auf der Bären Insel ist der *Ambiguakalk*, aus dem oben folgende Brachiopoden angeführt worden sind:

Athyris ambigua. SOW. Massenhaft.

Eumetria serpentina. KON.?

Spirifer supramosquensis. NIKITIN.

Productus corrugatus. M'COY.

» *undiferus*. KON.

¹ STRUVE. Über die Schichtenfolge in den Carbonablagerungen im südlichen Theil des Moskauer Kohlenbeckens. Mém. de l'Acad. des sciences de St. Pétersbourg. Tome 34. N:o 6. 1886.

TSCHERNYSCHEW. Geol. Karte von Russland. Blatt 139. Mém. du Com. géol. Vol. III. N:o 4. 1889.

TSCHERNYSCHEW. Sur le rapport des dépôts carbonifères russes avec ceux de l'Europe occidentale. Annales de la Soc. géol. du Nord. Tome 17. S. 201—210. Lille 1890.

NIKITIN. Dépôts carbonifères dans la région de Moscou. Mém. du Com. géol. Vol. 5. N:o 5. 1890.

Wichtige Zusammenfassungen auch in:

Guide des excursions du VII congrès géol. international. St. Pétersbourg. 1897.

² Lethæa geognostica. Bd 2. Lief. 2. Stuttgart 1899.

Die Darstellung FRECH's ist hier etwas modificiert. In Übereinstimmung mit den russischen Geologen bezeichne ich die *Spir. mosquensis*-Zone als Mittelcarbon.

Wie ich unten näher zeigen werde, halte ich es für wahrscheinlich, dass *Spir. supramosquensis* NIKITIN auf der Bären Insel schon im Mittelcarbon vorkommt. Demzufolge bezeichne ich hier das ältere Obercarbon als die Zone mit *Productus cora*.

Athyris ambigua ist häufig im oberen Teile des Untercarbon Englands und Belgiens, nach STRUVE kommt sie im Moskauer Gebiete in der Zone mit *Prod. giganteus* vor, und NIKITIN erwähnt die Art als ein Charakterfossil der Zone mit *Spir. mosquensis*.

Productus corrugatus ist im allgemeinen mit *Prod. cora* verwechselt worden, (ein Umstand, worauf mich TSCHERNYSCHEW aufmerksam gemacht), und es ist deshalb schwierig, durch Litteraturstudien über die vertikale Verbreitung dieser Art eine sichere Auffassung zu gewinnen. So weit ich habe finden können, stimmt sie jedoch in dieser Hinsicht mit *Athyris ambigua* überein.

Eumetria serpentina und *Productus undiferus* sind zwei Formen, die früher aus dem belgischen (*P. undiferus* auch aus dem englischen) Unter-carbon bekannt sind.

Als *Spirifer supramosquensis* habe ich eine Form bezeichnet, welche ganz wie die von NIKITIN beschriebene Art, durch gröbere Berippung, grössere Breite und trianguläre Area von *Spir. mosquensis* abweicht.

Spir. supramosquensis ist von NIKITIN aus der von ihm aufgestellten Etage Gshelien beschrieben, und es ist somit überraschend, dass sie auf der Bären Insel zusammen mit Formen von unter- und mittelcarbonischem Gepräge wie *Athyris ambigua* und *Productus corrugatus* vorkommt. Auf dieser Insel aber finden wir auch eine andere Schichtenserie, den Cora-Kalk, die, nach den Lagerungsverhältnissen zu urteilen, ganz entschieden jünger als der Ambiguakalkstein ist, und deren Fauna eine so weitgehende Übereinstimmung mit der Fauna der Etage Gshelien des Moskauer Gebietes zeigt, dass die zwei Ablagerungen mit gutem Fug als gleichalterig betrachtet werden können. Wenn meine Bestimmung richtig ist, tritt *Spir. supramosquensis* somit auf der Bären Insel in einer Schichtenserie auf, welche älter ist als diejenige, aus der sie zuerst beschrieben wurde.

Das oben erwähnte Verhältnis zwischen dem Ambiguakalke und dem Corakalke sowie auch das allgemeine Gepräge der Fauna des Ambiguakalkes zeigen, dass dieser Kalkstein nicht jünger als das Mittelcarbon ist. Andererseits aber beweist das Vorkommen von *Spir. supramosquensis* (oder jedenfalls einer Form der Artengruppe *Spir. mosquensis* — *supramosquensis*), dass er nicht älter als das Mittelcarbon sein kann.

Als eine Altersbestimmung von wenigstens vorläufiger Gültigkeit führe ich somit den Ambiguakalk zu dem Mittelcarbon (= Stufe des *Spir. mosquensis* in Russland).

Untercarbon fehlt auf der Bären Insel. Die roten und weissen Sandsteine mit Bänken von Ambiguakalk, welche den unteren Teil des Mittelcarbon der Bären Insel ausmachen, lagern, wie oben erwähnt, ohne sichtbare Diskordanz auf dem Ursasandstein. Dass einige unter-carbonische Schichten sich im untersten, fossilienarmen Teile der roten und weissen Sandsteine verbergen könnten, scheint mir sehr unwahrscheinlich, und ich glaube somit annehmen zu dürfen, dass das Untercarbon auf der Bären Insel fehlt. Diese Annahme steht in ausgezeichnete Übereinstimmung

mit den übrigen vorliegenden Andeutungen von einer weit ausgedehnten Transgression im arktischen Gebiete am Beginn der mittelcarbonischen Zeit.

Der Fusulinenkalkstein ist das jüngste Glied des Mittelcarbon der Bären Insel. Die roten und weissen Sandsteine mit Ambiguakalk werden von einem gelben fossilienfreien Sandstein überlagert, und auf diesen Sandstein folgt in der Gegend von Kap Dunér eine etwa 10 M. mächtige Ablagerung von dunklem Fusulinenkalkstein. Dieses Gestein enthält:

Fusulina cylindrica. FISCHER.

Camerophoria isoryncha. M'COY.

Syringopora ramulosa. GOLDFUSS.?

Fusulina cylindrica ist ein Charakterfossil des Mittelcarbon (= Zone mit *Spir. mosquensis* in Centralrussland). *Cam. isoryncha* ist, so weit ich kenne, nicht im russischen Carbon gefunden, dagegen ist sie aus dem untercarbonischen Kohlenkalke Grossbritanniens und Belgiens beschrieben. *Syr. ramulosa* wird von STRUVE aus dem Untercarbon des Moskauer Gebietes angeführt.

Der Fusulinenkalkstein der Bären Insel kann somit nicht jünger als mittelcarbonisch sein, und die ganze Schichtenserie Ambiguakalk-Fusulinenkalk ist als von mittelcarbonischem Alter zu deuten.

Der Fusulinenkalkstein in der Gegend von Kap Dunér ist das jüngste jetzt vorhandene Glied der mittelcarbonischen Schichtenserie. Wenn hier vormals ein jüngerer mittelcarbonisches Gestein denselben überlagert hat, ist es jedenfalls seither durch Denudation völlig vernichtet worden.

Die russischen Altersäquivalente des Obercarbon der Bären Insel. Der Vergleich zwischen dem Obercarbon der Bären Insel und gleichalterigen Ablagerungen in Russland ist ziemlich leicht.

Als älteres Obercarbon habe ich eine Schichtenserie zusammengefasst, die aus einem unteren Gliede, Sandstein mit Bänken von Korallenkalk, und einem oberen, Kalkstein mit *Prod. cora* besteht.

Das jüngere Glied, der Corakalk, bietet in seiner ganzen Fauna ein ausgezeichnetes Material für eine paläontologische Altersbestimmung dar, indem alle Formen, die ich von demselben erwähnt habe, *Prod. cora*, *boliviensis*, *Humboldti*, *Koninckianus*, *Spiriferina Saranæ*, *Reticularia lineata*, *Camerophoria Purdoni*, *Rhynchopora Nikitini*, in Russland als Charakterfossilien der Cora-Schichten (= Etage Gshelien NIKITIN im Moskauer Gebiete) auftreten.

Das untere Glied des älteren Obercarbon auf der Bären Insel, der Korallensandstein, enthält (so weit bis jetzt bekannt) nur einige Korallen, *Petalaxis* sp., *Lithostrotion* sp., *Syringopora* sp., welche für die Altersbestimmung keinen Anhaltspunkt gewähren. Aber in seinem Auftreten schliesst sich der Korallensandstein so eng an den Corakalk an, dass er ganz gewiss nebst diesem zu dem Obercarbon zu führen ist. Bemerkenswert ist, das im Ural unmittelbar unter dem Corakalke ein Korallenkalkstein mit *Petalaxis timanica*, *Syringopora parallela* u. a. F. liegt.

Das jüngere Obercarbon der Bären Insel, der Spiriferenkalk, schliesst

sich faunistisch ziemlich nah an den Corakalk an und dürfte als ein Alters-äquivalent des Schwagerinenkalkes im Timan und Ural, mit dem auch der Spiriferenkalk Spitzbergens von TSCHERNYSCHEW verglichen wird, zu deuten sein¹.

Das Carbon auf Spitzbergen. TSCHERNYSCHEW hat in der soeben citierten Arbeit auf Grund der von den schwedischen Expeditionen zusammengebrachten Sammlungen eine Übersicht von dem Obercarbon Spitzbergens im Vergleich mit dem russischen Obercarbon geliefert. Er zeigt hier, dass der Cyathophyllumkalkstein den Cora-Schichten Russlands, der Spiriferenkalkstein dem Schwagerinenkalke und die *Productus*-führenden Kieselgesteine der russischen Artinsk-Stufe entsprechen.

Der Spiriferenkalk ist auf der Bären Insel viel mächtiger als auf Spitzbergen (70 M., auf Spitzbergen 10—12 M.). Dagegen fehlen auf der Bären Insel die *Productus*-führenden Kieselgesteine Spitzbergens. Sehr interessant ist in diesem Zusammenhang, dass TSCHERNYSCHEW und DE GEER nach freundlicher Mitteilung im letztverflossenen Sommer entdeckt haben, dass die *Productus*-führenden Kieselgesteine auf Südspitzbergen weniger mächtig werden und nach dem Südkap wahrscheinlich völlig auskeilen.

Wenn somit durch die vorhin citierte Arbeit TSCHERNYSCHEW's eine sichere Konnexion zwischen dem Obercarbon und Permocarbon (im dem heutigen engeren Sinne des Wortes) auf Spitzbergen und in Russland gewonnen worden ist, fehlt dagegen immer noch das nötige Material — das uns einen Einblick in die Stratigraphie des Mittel- und Untercarbon Spitzbergens gewähren könnte.

1882 machten NATHORST und DE GEER an mehreren Lokalitäten im Eisfjorde den wichtigen Fund von einem dunklen Kalkstein mit *Fusulina cylindrica* FISCH.² Dieser Kalkstein dürfte ohne Zweifel mit dem Fusulinenkalke der Bären Insel vergleichbar und als mittelcarbonisch zu deuten sein.

Der Fusulinenkalkstein Spitzbergens liegt nach den Angaben NATHORST's im unteren Teile des Cyathophyllumkalkes, in welchem Falle die Schichtenserie, welche von den älteren schwedischen Geologen Cyathophyllumkalk benannt worden ist und ihrer Hauptmasse nach zum Obercarbon (Cora-Schichten) gehört, in ihrem unteren Teile auch mittelcarbonische Schichten verbergen sollte. In den im Reichsmuseum aufbewahrten Sammlungen aus Spitzbergen habe ich nach marinen mittelcarbonischen Fossilien gesucht, und aus zwei Lokalitäten, Kap Fanshawe in Hinlopen Strait und Kings Bay, habe ich in einem hellgrauen Kalkstein grosse Exemplare des echten *Spirifer mosquensis* FISCHER gefunden. Das Altersverhältnis dieses Gesteines zu dem Fusulinenkalke ist noch nicht klar.

¹ TSCHERNYSCHEW. Ueber die Artinsk- und Carbon-Schwämme vom Ural und vom Timan. Verhandl. der russ.-kais. min. Ges. Petersburg. Ser. 2. Bd 36. Lief. 1. 1899. S. 47.

² GOËS. Om *Fusulina cylindrica* Fischer från Spetsbergen. Öfvers. Vet. Akad. Förh. 1883. N:o 8. S. 29—35.

NATHORST. Geologiska exp. till Spetsbergen 1882. Bih. Vet. Akad. Handl. Bd. 9. N:o 2. 1884.

gestellt; in der Tabelle 2 habe ich es vorschlagsweise unter den Fusulinenkalk verlegt.

Unter den marinen Carbonschichten liegt auf Spitzbergen eine pflanzenführende Serie, deren Flora von NATHORST monographisch bearbeitet worden ist¹. Dieser Forscher hält es für wahrscheinlich, dass in dieser Serie mehrere Zonen unterschieden werden können, nämlich wenigstens eine untere Zone mit *Bothrodendron tenerrimum* AUERBACH und TRAUTSCHOLD sp. (im Pyramidenberge in Klaas Billen Bay) und eine obere mit *Sphenopteris flexibilis* HEER u. a. F. (in Roberts Thal in Belsund).

Die ältere Zone (Pyramidenberg) dürfte nach einer mündlichen Mitteilung NATHORST's möglicherweise in Verbindung mit dem unterliegenden, zu dem »Upper Old Red« gehörigen, fischresteführenden Schiefer stehen. Diese Lokalität verdient in hohem Grade näher untersucht zu werden. Ein anderer sehr interessanter Fundort ist der Mitterhuk in Belsund, wo die pflanzenführende Serie Einlagerungen mit undeutlichen und wenig bekannten marinen Fossilien enthalten soll (DUNIKOWSKI nach Mitteilungen von NATHORST)².

Diese ganze pflanzenführende Serie ist nach NATHORST von sicher carbonischem Alter und somit entschieden jünger als der Ursasandstein der Bären Insel. Dagegen ist es noch nicht festgestellt, ob die Serie sowohl mittel- als auch untercarbonische Schichten enthält.

Dieser Versuch, die spärlichen bis jetzt vorliegenden Daten zu einem Gesamtbild zu sammeln, dürfte zeigen, dass die stratigraphische Ausforschung des Mittel- und Untercarbon Spitzbergens eine sehr interessante, in ihrem ganzen Zusammenhang aber immer noch nicht gelöste Aufgabe ist.

Eine grosse arktische Transgression am Beginn der mittelcarbonischen Zeit. Auf Spitzbergen lagern wahrscheinlich mittelcarbonische Kalksteine mit *Fusulina cylindrica* und *Spirifer mosquensis* auf pflanzenführendem Untercarbon.

Auf der Bären Insel liegt marines Mittelcarbon (Ambiguakalk) direkt auf pflanzenführendem Oberdevon (Ursasandstein).

Im Timan-Gebiet lagert mittelcarbonischer Kalkstein mit *Spirifer mosquensis* diskordant auf marinem Oberdevon.

Im Ural dagegen und im Moskauer Gebiete ist auch das Untercarbon vertreten, überwiegend in mariner Ausbildung.

Alle diese Verhältnisse deuten mit Bestimmtheit darauf hin, dass am Beginn der mittelcarbonischen Zeit eine weit ausgedehnte Transgression gegen Norden und Nordwest stattgefunden hat, welche auch die Bären Insel und Spitzbergen erreichte und hier die Ablagerung der marinen Carbonserie einleitete.

¹ NATHORST. Zur paläozoischen Flora der Arktischen Zone. Vet. Akad. Handl. Bd 26. No 4. 1894.

² DUNIKOWSKI. Ueber Permo-Carbon-Schwämme von Spitzbergen. Vet. Akad. Handl. Bd 21. No 1. 1884.

Trias.

Über das auf einer durchschnittlichen Höhe von 300 M. ü. d. M. gelegene, gegen NO. schwach abfallende Spiriferenkalkplateau des Mount Misery erheben sich die drei Gipfel Urd, Verdandi und Skuld noch 200 M. höher. Diese drei Gipfel sind aus mesozoischen Schiefeln aufgebaut, welche, wie aus der Karte ersichtlich ist, am Fusse der drei Berge zu einem einzigen Schiefergebiete vereinigt sind. NO. von diesem grösseren Gebiete liegt ein kleiner, isolierter Denudationsrest von den Schiefeln, deren Mächtigkeit hier ganz unbedeutend ist.

Die mesozoischen Schiefer fallen konkordant mit dem Spiriferenkalkplateau sehr schwach gegen NO.

Die Schichtenfolge ist in dem höchsten der drei Gipfel, Urds Berg, am vollständigsten und besten blossgelegt. Während einer Besteigung des Berges habe ich eine Reihe von Aneroidablesungen ausgeführt, die hier unten, unter Berücksichtigung des nordöstlichen Fallens der Schichten zum vertikalen Durchschnitte unter der Spitze des Berges reduziert, wiedergegeben werden.

**Barometrische Höhenmessungen in der mesozoischen
Schichtenserie. Urds Berg.**

	Höhe ü. d. M. in Meter.		
Gipfel des Berges	539	20 M. <i>Myophoria</i> -Sandstein.	Karnische Schichten
Untere Grenze des <i>Myophoria</i> -Sandsteins	519		
Unterstes Niveau, wo marine Verst. beobachtet wurden	475		
Gelber, dünnplattiger Sand- stein m. Pflanzenresten . .	440	44 » Dunkler Schiefer m. Thoneisenstein und marinen Ver- steinerungen.	
Stinkkalk in den Schiefeln .	390	140 »	
Untere Grenze der mesozoi- schen Serie	335		
Gesamte Mächtigkeit der meso- zoischen Schichten		204 Meter.	

Auf einer Höhe von 390 M. fand ich im Schiefer Knollen von einem braungrauen, feinkrystallinischen, bituminösen Kalkstein mit linsenförmigen, einige Cm. langen Hohlräumen, die teilweise mit Kalkspat gefüllt sind. Diese Hohlräume dürften wenigstens zum Teil als Abdrücke von unbestimmbaren Ammoniten zu deuten sein.

Auf 440 M. Höhe ist ein gelber, dünnplattiger Sandstein mit häufigen, aber sehr fragmentarischen und unbestimmbaren, kleinen Pflanzenresten anstehend.

Zwischen 475—519 M. ist das vorherrschende Gestein ein dunkler Thonschiefer mit dünnen Einlagerungen und kleinen Linsen von Thoneisenstein und mit einigen wenigen der Fossilienformen, die in dem überliegenden Myophoriasandstein vorkommen. Das letzterwähnte Gestein, dessen Mächtigkeit in Urds Berg 20 M. beträgt (539—519 M.), ist ein grauer, feinkörniger, dünnplattig abgesonderter Sandstein, in Verbindung mit welchem ein lockeres, gelbbraunes, eisenhaltiges Gestein auftritt. Der Myophoriasandstein enthält eine sehr reiche Fauna.

Petrographisch kann die ganze Schichtenserie so charakterisiert werden, dass der untere, viel mächtigere Teil aus dunklem Thonschiefer, mit Sandsteinschiefer und schiefrigem Sandstein wechsellagernd, besteht. Darüber folgt ein 20 M. mächtiger, fossilienreicher Sandstein (Myophoriasandstein).

Die Verdandi mit einer Höhe von 465 M. reicht nur in die Schiefer herauf, welche den Myophoriasandstein unterlagern, während dieser Sandstein selbst hier fehlt. In der Skuld, die etwa eben so hoch wie die Verdandi ist (nach einer Bestimmung 464 M.), ist wegen des schwachen Fallens der Schichten gegen NO. (vielleicht richtiger NNO.) auch der Myophoriasandstein vorhanden.

Die Fossilien von diesen Schichten, welche Prof. NATHORST und mein Namensvetter, Dr. G. ANDERSSON im J. 1898 sammelten, wurden Prof. DAMES zur Bearbeitung überlassen. Nach seinem Tode wurde die Arbeit von Dr. J. BÖHM übernommen, und er hat über diese erste Sammlung eine vorläufige Mitteilung publiziert¹. Die umfassende Sammlung, die ich von den jüngsten Schichten (539—475 M. in Urds Berg), vor allem von dem Myophoriasandstein zusammenbrachte, wurde an Dr. BÖHM übersandt, und dieser Forscher wird über dieselbe eine monographische Arbeit veröffentlichen. Dr. BÖHM hat mir auch gütigst über die Ergebnisse seiner Untersuchung eine vorläufige Mitteilung zugesandt, nach welcher er in dem vorliegenden Materiale 54 Formen unterschieden hat:

»Cephalopoda. *Trachyceras ursinum*. BÖHM.

» *aff. margaritosum*. MOJS.

? *Eutomoceras* sp.

Cfr. *Styrites tropitiformis*. MOJS.

Monophyllites sp.

Arctoceras Lindströmi n. sp.

Agathiceras n. sp.

Gastropoda. *Pleurotomaria (Sisenna) Conwentzi* n. sp.

» *(Worthenia)* sp.

¹ BÖHM. Ueber Triasfossilien von der Bären-Insel. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1899. S. 325—326.

- Undularia* n. sp.
Promathildia sp.
Eustylus sp.
Natica sp.
Lamellibranchiata. *Ostrea Keilhavi* n. sp.
Lima biarata n. sp.
 » *Swenanderi* n. sp.
 » *aff. lineata*. SCHLOTH. (Cfr. *spitzbergensis*. LUNDGREN.)
 » *striatoides*. BÖHM.
Pecten (Entolium) aff. discites. SCHLOTH.
 (Cfr. *Öbergi*. LUNDGREN.)
 » (*Velopecten*) *Damesi* n. sp.
 » sp.
Avicula (Oxytoma) sp.
 » sp.
 » n. sp.
Gervillia Philippii n. sp.
 » n. sp.
Daonella cfr. cassiana. MOJS.
Myoconcha Anderssoni n. sp.
 » *perlonga* n. sp.
Pinna cfr. raibliana. PARONA.
 » sp.
Macrodon cfr. formosissimus. D'ORB.
Cucullæa sp.
Nucula cfr. subobliqua. D'ORB.
Myophoria Nathorsti. DAMES.
 » *Tennei*. DAMES.
 » *Urdæ* n. sp.
Trigonia Buchi n. sp.
 ? *Megalodus* sp.
Gonodon sp.
Homomya Forsbergi n. sp.
Ceromya sp.
Dimyodon n. sp.
Brachiopoda. *Crania Lundgreni* n. sp.
Lingula cfr. polaris. LUNDGR.
Spiriferina aff. fragilis. SCHLOTH.
 » *aff. variplecta*. BITTN.
 » sp.
Rhynchonella sp.
Terebratula cfr. Paronica. TOMMASI.
Echinodermata. *Cidaris* sp.
Peniacrinus sp.
 Cfr. *Aspidura raibliana*. TOULA.

Pisces. *Belonorhynchus* sp.»

Über diese Fauna schreibt Dr. BÖHM weiter:

»Die grosse Zahl neuer Arten findet ihre natürliche Erklärung darin, dass die Fauna gleichaltriger Fundorte in der arktisch-pacifischen Triasprovinz sehr ungenügend bekannt ist. Nur *Trachyceras ursinum* hat in Amerika in *Tr. canadense* WHITEAVES und *Tr. Homfrayi* GABB, *Lima aff. lineata*, *Pecten aff. discites* und *Lingula cfr. polaris* haben in *Lima spitzbergensis* LUNDGR., *Pecten Öbergi* LUNDGR. und *Lingula polaris* LUNDGR. auf Spitzbergen ihre nächsten Verwandten. In der mediterranen Provinz ist es die Fauna der Cassian-Raibler Schichten, welche enge Beziehungen zu derjenigen der Bären Insel zeigt. Hervorzuheben sind als letztere charakterisierend:

<i>Trachyceras ursinum.</i>	<i>Daonella cfr. cassiana.</i>
<i>Arctoceras Lindströmi.</i>	<i>Myoconcha Anderssoni.</i>
<i>Sisenna Conwentzi.</i>	<i>Myophoria Nathorsti.</i>
<i>Ostrea Keilhavi.</i>	<i>Spiriferina aff. fragilis.»</i>

Die fossilienführenden Triasschichten der Bären Insel entsprechen somit nach Dr. BÖHM's Bestimmung der karnischen Stufe der mediterranen Provinz.

Eine Gliederung des Schichtenkomplexes in mehrere Zonen lässt sich gegenwärtig nicht durchführen, da einige Formen dem Myophoria-sandstein und dem unterliegenden Schiefer gemeinsam sind. Mehrere Formen, wie z. B. die *Myophoria*-Arten sind jedoch nur in dem formenreichen Myophoriasandstein gefunden.

Eine Frage von grossem Interesse ist die nach dem Verhältnis zwischen der Myophoriafauna auf der Bären Insel und den Triasfaunen Spitzbergens. Auch hierüber giebt Dr. BÖHM's Mitteilung Aufschluss. Unter der ganzen Menge von Triasfossilien, welche wir aus Spitzbergen kennen, sind es nämlich nur drei von LUNDGREN beschriebene Formen, *Lima spitzbergensis*, *Pecten Öbergi* und *Lingula polaris*, welche auf der Bären Insel nahe Verwandten haben¹. Diese drei Arten wurden 1882 von NATHORST im Tschermak-Berg am Kap Thordsen im Eisfjorde in einer Schicht, die über allen dort früher bekannten Triasschichten liegt, angetroffen, und sie bilden folglich (zusammen mit einigen in deren Gesellschaft vorkommenden Arten) die jüngste bekannte Triasfauna Spitzbergens². Die übrigen Triasfaunen Spitzbergens gehören nach MOJSISOVICS zu älteren Abteilungen des Triassystemes, der norischen Stufe und dem Muschelkalke.

¹ LUNDGREN. Bemerkungen über die von der schwedischen Expedition nach Spitzbergen 1882 gesammelten Jura- und Trias-Fossilien. Bih. Vet. Akad. Handl. Bd 8. N:o 12. 1883.

² NATHORST. Geologiska expeditionen till Spetsbergen 1882. Bih. Vet. Akad. Handl. Bd 9. N:o 2. 1883. S. 59.

NATHORST hat es mündlich als ein Missverständnis von MOJSISOVICS bezeichnet, dass dieser Forscher (Arktische Triasfaunen, S. 8 und 152) die Fauna mit *Lima spitzbergensis* zu den Schichten mit *Halobia Zitteli* geführt hat. Über diese ganze Frage wird BÖHM, auf briefliche Mitteilungen von NATHORST und eine Revision der Bearbeitung LUNDGREN's gestützt in seiner Monographie eine vollständige Erörterung geben.

Hiermit stimmt es besonders gut überein, die Schichten mit *Lima spitzbergensis* u. s. w. als Altersäquivalente der Myophoriaschichten der Bären Insel und somit auch als zur karnischen Stufe gehörig zu deuten.

Unter den fossilienführenden Triasschichten der Bären Insel liegt eine 140 M. mächtige Schieferserie, in der keine bestimmbar Fossilien gefunden worden sind, und deren Alter demnach noch immer unbestimmt geblieben ist. Es ist somit möglich, dass der untere Teil dieser Schichtenserie permischen Alters sei. Obwohl ich für meine Ansicht keine direkten Beweise vorzubringen vermag, halte ich es doch für wahrscheinlicher, dass sie nur den älteren Teilen des Triassystemes entspricht. Bei dieser Annahme würde die Lücke in der Schichtenfolge, welche zwischen dem Spiriferenkalke und den überliegenden Schieferen vorhanden ist, nicht nur der Bildungszeit der *Productus*-führenden Kieselgesteine (= Permocarbon) Spitzbergens, sondern auch dem Zeitraume, während dessen auf Spitzbergen die echten Permschiefer, mit der von LUNDGREN beschriebenen Fauna, abgelagert wurden, entsprechen.

Tektonik.

Dynamometamorphische Einwirkung auf die Heclahook-Formation.

Die älteste Generation geotektonischer Vorgänge, die wir auf der Bären Insel enträtseln können, ist die dynamometamorphische Umwandlung des ältesten Schichtenkomplexes, der Heclahook-Formation. In einer Neigung der Schichten gegen NO. in einem grossen Teile des Heclahook-Gebietes, in einer schwachen, wellenförmigen Faltung und in kräftig entwickelten Pressungs- und Quetschungsstrukturen begegnen wir hier den Spuren einer dynamometamorphischen Einwirkung, deren Alter wir nur zwischen der Bildungszeit des Tetradiumkalkes (Untersilur) und der Ablagerungszeit des Ursasandsteins (Obercarbon) begrenzen können. Dieser Vorgang bietet einerseits zu der Faltung der Heclahook-Formation Spitzbergens, andererseits zu der skandinavisch-caledonischen Gebirgsbildung auffallende Analogien dar und dürfte möglicherweise mit diesen zusammen zu ein und demselben grossen Faltungsgebiete gehören.

Intracarbonische Dislokationen.

Die Schichtenkomplexe der Bären Insel, welche jünger sind als die Heclahook-Formation, tragen keine Spuren dynamometamorphischer Einwirkung. Alle tektonischen Spannungen, welche nach der Ablagerung des Oberdevon eingetroffen sind, sind auch nur in Verwerfungen und in der Ausbildung einer grossen, aber flachen Flexur ausgelöst worden. Fast alle postdevonischen Dislokationen haben in carbonischer Zeit stattgefunden, und diese intracarbonischen Störungen, welche sehr eingehend verfolgt werden können, haben nicht nur die Stratigraphie des Carbonsystemes in hohem

Grade kompliziert gemacht, sondern sind auch für die Topographie des heutigen Gebirgslandes orientierend gewesen. Wegen ihrer fundamentalen Bedeutung für die ganze Geologie der Bären Insel sollen diese Vorgänge hier etwas näher besprochen werden.

Das Flachland wird aus zwei tektonisch verschiedenartigen Schichtenkomplexen aufgebaut, einem älteren (Ursasandstein + Mittelcarbon) und einem jüngeren (Spiriferenkalk). Der ältere Komplex bildet eine breite, flache Flexur, über welcher der Spiriferenkalk ausgeprägt diskordant gelagert ist.

Eine Linie vom Ella-See bis zu der Gegend W. von Kap Forsberg an der NO-Küste bezeichnet die Lage dieser Flexur des älteren Schichtenkomplexes. Östlich von dieser Linie liegen die Schichten fast horizontal oder fallen an der Küste sehr schwach gegen O. Westlich von der genannten Linie dagegen fallen die Schichten 10–15° oder mehr nach W. So z. B. ist längs der Nordküste das Fallen fast überall 10–15° etwa westlich. Wenn man somit von Kap Forsberg der Küste in westlicher Richtung folgt, gelangt man zu immer jüngeren Schichten, zuerst Ursasandstein bis zu dem Nordhafen, dann rotem Sandstein mit Ambiguakalk, gelbem Sandstein und zuletzt in der Gegend von Kap Dunér Fusulinenkalkstein. Hier im westlichsten Teile der Insel ist die Schichtenlage wieder fast horizontal. Diese nach Westen fallende Schichtenserie längs der Nordküste ist (wenigstens an ein paar Stellen) von kleinen Verwerfungen durchzogen, deren östliche Seite gesunken ist und die somit bewirken, dass die Schichtenfolge stellenweise wiederholt wird und dass die gesammte Mächtigkeit des ganzen Schichtenkomplexes grösser erscheinen kann als sie in Wirklichkeit ist.

Über diesem älteren so dislozierten Schichtenkomplexe liegt östlich vom Nordhafen der fast horizontal gelagerte Spiriferenkalk. An Kap Forsberg lagert er anscheinend konkordant auf dem horizontal liegenden Ursasandstein. In dem grossen Gebiete längs der Nordküste, westlich von der Flexurlinie, liegt er dagegen mit ausgeprägter Diskordanz auf den nach Westen fallenden Ursasandsteinschichten. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass das horizontal gelagerte Obercarbon früher weiter westlich über das dislozierte Mittelcarbon verbreitet war und dass die Flexurbildung nach der Ablagerung des Mittelcarbon, aber vor der Ablagerung des Obercarbon sich vollzogen hat.

Mount Misery besteht aus drei tektonisch verschiedenartigen Elementen, den Heclahook-Schiefern, dem Ursasandstein und dem Spiriferenkalk + Trias. (Vergl. Pl. VIII.) Über den 15–35° gegen NO. fallenden jüngsten Heclahookschiefern liegt der Ursasandstein diskordant mit flacherer Schichtenlage, aber doch mit einem zwar schwachen aber völlig sicher wahrnehmbaren Fallen gegen NO. Mit noch flacherem, nur durch Messungen nachweisbarem Fallen gegen NO. lagert der Spiriferenkalk diskordant auf dem Ursasandstein. Die Trias folgt konkordant auf den Spiriferenkalk, und diese zwei Ablagerungen bilden somit zusammen eine tektonische Einheit. Die Lage dieses jüngsten tektonischen Komplexes habe ich durch

Bestimmung der Höhenlage der Grenzfläche zwischen Spiriferenkalk und Trias festgestellt. An der Südecke des Mount Misery liegt diese Grenzfläche auf 359 M. Höhe ü. d. M., an der Südwestseite des kleinen isolierten Triasfleckes im nordöstlichen Teile des Berges dagegen nur auf 265 M. Höhe, somit fast 100 M. niedriger. Dies bedeutet ein Fallen von etwa $1,5^\circ$ gegen NO. (oder NNO.).

Alle drei tektonischen Elemente des Mount Misery fallen somit nach NO. ab, und zwar derart, dass jeder jüngere Schichtenkomplex schwächer geneigt ist als der nächst ältere. Drei verschiedenaltige, aber ihrer Richtung nach gleichartige tektonische Bewegungen sind hier vertreten, und das Alter dieser drei Störungsgenerationen kan folgenderweise begrenzt werden:

1. Jünger als Untersilur, älter als Oberdevon.
2. » » Oberdevon, » » Obercarbon.
3. » » Trias.

Aus dem Obigen erhellt, dass die jetzige Neigung der Heclahook-Schiefer die Summe aller drei Bewegungen darstellt, dass das Fallen des Ursandsteins den beiden jüngeren Bewegungen entspricht und dass das schwache Fallen des jüngsten Komplexes (Spiriferenkalk + Trias) nur durch die letzte Bewegung verursacht ist.

Die Grabensenkung des Südhafens. Westlich vom Südhafen fällt der Tetradiumkalk oder Dolomit schwach nach W., auf Gull Eiland dagegen sind die Dolomitschichten senkrecht aufgerichtet. Das Gebiet zwischen dem innersten Teile des Südhafens und dem Olgahafen wird von einer gesunkenen Partie der jüngsten Heclahook-Schichten, den roten und grauen Schiefeln, eingenommen, und diese Schichten sind ganz gewiss auch im Südhafen selbst unter dem Meeresniveau anstehend. Die rasch eingreifende Abrasion dieser leicht zerstörbaren Gesteine, welche eine Grabensenkung ausfüllen, deren Wände aus widerstandskräftigen Kalksteinen und Dolomiten bestehen, giebt in der That die Erklärung über die Entstehung des Südhafens. (Vergl. Pl. IX.)

Die Schieferpartie in dieser Grabensenkung ist von den Seiten stark zusammengepresst und kräftig gefaltet. Im nördlichen Teile der Grabensenkung, z. B. im Erosionsthale des Walrossbaches, sind die Verhältnisse sehr verwickelt, indem die Schiefer hier unter dem Dolomite eingepresst zu sein scheinen.

Die oben beschriebenen Druckerscheinungen, die, wie wir gesehen, in dieser Grabensenkung sehr kräftig entwickelt waren, sind den anderen, sicher postdevonischen Grabensenkungen der Insel völlig fremd. Wenn wir infolge der übereinstimmenden Orientierung aller drei Grabensenkungen geneigt sein können, dieselben als gleichalterig zu betrachten, müssen wir doch aus dem ebenerwähnten Grunde, was die Grabensenkung des Südhafens betrifft, die Altersfrage als unentschieden gelten lassen.

Die Grabensenkung zwischen Mount Misery und dem Russenflusse. Hier finden wir eine, wie es scheint, keilförmige Graben-

senkung, in welcher eine fast horizontal liegende Konglomeratbildung, die ich als ein Basalkonglomerat des Ursasandsteins deute, den grössten Flächenraum einnimmt. Diese Konglomeratbildung ist so wenig mächtig, dass in den Bachrinnen ihre diskordante Auflagerung auf den gegen ONO. fallenden Heclahookschichten (roten und grauen Schiefern, Dolomit) blossgelegt worden ist.

Die Grabensenkung von Ymers Thal. Die prachtvolle Thalbildung, die ich zu Ehren der Zeitschrift der schwedischen geographischen Gesellschaft Ymers Thal genannt, ist eine Grabensenkung, die grösste und interessanteste der Insel.

Topographisch ist diese Grabensenkung besonders kräftig markiert. An der Umbiegung des Russenflusses liegt der ganz flache Thalboden nur etwa 60 M. ü. d. M., im Westen wird das Thal von den mehr als 400 M. hohen Küstbergen begrenzt und im Osten erhebt sich bis zu 356 M. Antarcics Berg mit einem fast senkrechten Abhang, der zweifelsohne der Dislokationsfläche ziemlich genau entspricht.

Im mittleren Teile des Thales, wo die Erosion des Russenflusses am tiefgreifendsten gewesen, ist die Unterlage der jüngeren Ablagerungen, die Heclahookformation blossgelegt. Etwa in der Mitte zwischen der Nord- und Südgrenze dieses Gebietes ganz an der Westseite des Thales liegt jedoch noch ein kleiner Überrest von Ursasandstein (Vergl. Profil P₁, Pl. IX). Von dem grossen Ursasandsteingebiete des Flachlandes schiebt sich eine keilförmige Partie von Ursasandstein in den nördlichen Teil des Thales hinein. Die Ursasandsteinschichten sind hier aufgebrochen und zeigen somit ein wechselndes Fallen. Im innersten (südlichen) Teile des Thales sind die Lagerungsverhältnisse sehr eigentümlich, und um die Bildungsgeschichte des Thales klarzustellen, müssen wir auch die Schichtenfolge im Vogelberge und Hambergs Berg in Betracht ziehen. (Profil P₂, Pl. IX.)

Der südlichste Teil des Thales wird von Ursasandstein eingenommen, und auf diesem lagert längs der Westseite des Thales eine Partie von älterem Obercarbon, welche im Verhältnis zu derselben Serie in Hambergs Berg gesunken ist. Im Vogelberge und Hambergs Berg fehlt meines Erachtens der Ursasandstein völlig. Das ältere Obercarbon liegt hier direkt auf den Heclahookschichten und wird von jüngerem Obercarbon überlagert¹.

Nach diesen Verhältnissen zu urteilen kann die Bildungsgeschichte von Ymers Thal folgenderweise gedeutet werden:

1. Nachdem der Ursasandstein auf der dislocierten und denudierten Heclahookformation abgelagert worden (und wahrscheinlich erst nach der Ablagerung des Mittelcarbon), ist hier eine Grabensenkung entstanden.
2. Die Denudation vernichtet den Ursasandstein auf den Berghöhen an der Westseite (wohl auch an der Ostseite) der Grabensenkung. Nur in

¹ In dem Passe zwischen dem Vogelberge und Hambergs Berg bilden die Schichten des älteren Obercarbon eine schwache Synklinale, die wahrscheinlich zu den Verwerfungen in irgend welcher Beziehung steht.

dem Graben selbst ist der Ursasandstein wenigstens teilweise verschont geblieben.

3. Über das ganze Gebiet wird das ältere Obercarbon abgelagert.

4. Die vor der Ablagerung des älteren Obercarbon stattgefundene tektonische Bewegung (Grabensenkung) wird nun fortgesetzt, so dass auch das ältere Obercarbon dislociert wird. Die Verhältnisse auf anderen Teilen der Insel deuten darauf hin, dass diese zweite Dislokationsepoche vor der Ablagerung des jüngeren Obercarbon eingetreten ist.

5. Die spätere Geschichte dieses Gebietes, die Ablagerung des jüngeren Obercarbon, der Trias (und des Jura?) sowie auch die Ausräumung der Grabensenkung in posttriadischer (postjurassischer?) Zeit durch Fluss- und Eiserosion werden wir unten etwas näher besprechen.

Alfreds Berg. Ein wahres tektonisches Rätsel ist dieser Berg, dessen Lagerungsverhältnisse an allen Seiten verschiedenartig sind. Nur bei nebligem Wetter, wo die Bergabhänge bloss von Zeit zu Zeit einige Minuten lang aus dem Nebelschleier heraustreten, habe ich diesen Berg studieren können. Meine Beobachtungen sind deswegen nicht so vollständig, wie es in Anbetracht des interessanten Gegenstandes zu wünschen wäre. Zwar bin ich über den Bau des Berges zu einer Auffassung gekommen, die mit der allgemeinen Tektonik der Insel in sehr gutem Einklang steht; es muss aber doch künftigen Untersuchungen überlassen werden zu entscheiden, ob diese Deutung richtig ist. Das Profil P₁, Pl. IX giebt ein Bild von dieser meiner Auffassung.

Längs der Ostseite des Berges liegt der Spiriferenkalk direkt auf den überwiegend fast horizontalen Heclahookschichten. In der Nordseite, sowohl als in der Südwestseite das Berges sieht man, wie eine mächtige Partie von Ursasandstein mit 30° W—WNW. fallenden Schichten zwischen der Heclahookformation und dem Spiriferenkalk eingeschaltet ist. Im nordwestlichen Teile des Berges liegt zwischen dem Ursasandstein und dem Spiriferenkalk ein Denudationsrückstand von älterem Obercarbon. Alle diese Formationsglieder, Ursasandstein, älteres und jüngeres Obercarbon, zeigen an den Kontakten mit einander ausgeprägte Diskordanzen, welche im Südwestabhang des Berges prachtvoll entblösst sind.

Die Lage des Kontaktplanes zwischen Heclahook und Ursasandstein habe ich ziemlich genau feststellen können, der Kontakt selbst ist mir aber nirgendwo zur Untersuchung zugänglich gewesen. Eine Fundamentalfrage für die Deutung der Tektonik ist nun, ob dieser Kontaktplan einer Diskordanz (Auflagerung) oder einer Verwerfung entspricht. Gegen die letzte Annahme, ist zu bemerken, dass die Ursasandsteinschichten mit dem Kontaktplane ziemlich genau parallel abfallen, was unter dieser Voraussetzung nur durch eine sehr grossartige, und deshalb unwahrscheinliche Verschleppung der Schichten längs des Verwerfungsplanes erklärlich ist.

Etwas wahrscheinlicher finde ich die andere Annahme, dass hier eine Auflagerungsfläche vorliege¹. Nach dieser Deutung müssen die Hecla-

¹ Bei dieser Annahme ist es natürlich unrichtig, wie auf der Karte geschehen, hierher eine Bruchlinie zu verlegen.

hookschichten zur Ablagerungszeit des Ursasandsteins nach Osten abfallend gelegen haben, und ihre jetzige horizontale Lage wäre somit als sekundär aufzufassen. Zu Gunsten dieser Ansicht spricht, dass Alfreds Berg in der Fortsetzung der intracarbonischen Flexurzone (Kap Forsberg—Ella-See) liegt und somit als ein Teil derselben gedeutet werden kann. Das Fallen des Ursasandsteines nördlich vom Ella-See und in Alfreds Berg ist völlig gleichförmig.

In Übereinstimmung mit dieser Deutung können die Hauptstadien in dem tektonischen Entwicklungsvorgang dieses Berges folgenderweise skizziert werden:

1. Der auf den Heclahookschichten diskordant gelagerte Ursasandstein wird hier als ein Teil der oben beschriebenen Flexurbildung nach W. (oder WNW.) geneigt.
2. In dem so dislocierten Gebirgsgrund wird von der Denudation (wahrscheinlich zum grossen Teil Abrasion) ein Horizontalschnitt ausgearbeitet, der im Osten (wahrscheinlich schon jetzt) die Heclahookschichten blosslegt, im Westen den Ursasandstein durchschneidet.
3. Auf der so entstandenen Denudationsfläche wird das ältere Obercarbon abgelagert.
4. Eine neue, aber schwächere Dislokation des Gebietes folgt, welche auch den Schichten des älteren Obercarbon ein schwaches Fallen nach W. giebt.
5. Eine neue Denudationsepoche bewirkt die erneuerte Blosslegung der älteren Glieder, Heclahook und Ursasandstein, im Osten und in der Mitte des Gebietes.
6. Auf dieser Denudationsfläche wird das jüngere Obercarbon abgelagert.
7. Noch ein dritter Dislokationsvorgang ist hier nachweisbar, indem auch die Spiriferenkalkplatte schwach nach W. abfällt. Dies ist in der Nordseite des Berges direkt sichtbar, und die Messungen haben die Beobachtung bestätigt. An der Nordostecke des Berges liegt die untere Grenze des Spiriferenkalkes auf einer Höhe von etwa 400 M. ü. d. M., an der Nordwestecke nur auf etwa 300 M. Höhe.

Hier wie in Mount Misery haben wir somit drei Störungsgenerationen, welche alle dadurch charakterisiert sind, dass die Bewegung (Neigung) immer in derselben Richtung gegangen ist. Das Alter dieser drei Dislokationsvorgänge kann folgenderweise begrenzt werden:

1. Jünger als Oberdevon, älter als älteres Obercarbon.
2. » » älteres Obercarbon, älter als jüngeres Obercarbon.
3. » » jüngerer » »

Postcarbonische Dislokation.

In der obigen Darstellung haben wir zweimal Dislokationsvorgänge, welche jünger als das jüngere Obercarbon sind, beschrieben. Der eine Fall ist Mount Misery, wo Spiriferenkalk und Trias schwach (1,5°) nach

NO. (oder NNO.) abfallen, der andere ist Alfreds Berg, wo der Spiriferenkalk nach W. geneigt ist. Auch in Hambergs Berg dürfte der Spiriferenkalk nach W. abfallen. Eine andere Gegend, wo eine schwache postcarbonische Störung sicher nachgewiesen werden kann, ist das Spiriferengebiet an der Nordküste. Sowohl im Westen und im Osten als an der ganzen Landgrenze des Gebietes liegt die untere Grenzfläche des Spiriferenkalkes ersichtlich im Niveau der Flachebene, im mittleren Teile der Küstengrenze dagegen, wo der Spiriferenkalk seine grösste Mächtigkeit im diesem Gebiete erreicht, liegt seine untere Grenzfläche einige Meter unter dem Meeresniveau. Der Spiriferenkalk liegt hier somit sehr flach muldenförmig mit schwachem Fallen nach N.

Die obenerwähnte unbedeutende postcarbonische Dislokation in Mount Misery hat auch die Triasschichten getroffen. Ob auch die anderen, ebenfalls schwachen, postcarbonischen Störungen der Insel posttriadischen Alters sind, kann wegen Mangels der Triasschichten an diesen Lokalitäten nicht entschieden werden.

Wenigstens vier verschiedene Dislokationsepochen sind in der Tektonik der Bären Insel nachweisbar. (Vergl. die nebenstehende Tabelle.)

Die erste ist älter als Oberdevon und hat eine dynamometamorphische Umwandlung und schwache Faltung der (silurischen?) Heclahookformation bewirkt.

Das Alter der zweiten Dislokationsepoch liegt zwischen Mittelcarbon und älterem Obercarbon. In dieser Zeit haben grosse und für den Bau der Insel sehr bedeutsame Dislokationen stattgefunden, so die Flexurbildung in der Zone Alfreds Berg—Kap Forsberg und die Versenkung wenigstens zweier Gräben (Ymers Thal, Grabensenkung zwischen Mount Misery und dem Russenflusse). Das Alter der Grabensenkung des Südhafens ist ziemlich unsicher.

In der Zeit zwischen der Ablagerung des älteren und des jüngeren Obercarbon wurden einige Bewegungen der zweiten Dislokationsepoch fortgesetzt. So wurde die Grabensenkung Ymers Thal noch weiter vertieft und die Schichten in Alfreds Berg noch mehr nach W. geneigt. Ob diese dritte Dislokationsepoch von der zweiten scharf getrennt ist, bleibt unentschieden. Möglich ist, dass die Bewegungen auch während der Ablagerung des älteren Obercarbon fort dauerten.

In postcarbonischer (in einem Gebiete sicher posttriadischer) Zeit haben schwache Dislokationen stattgefunden, welche bewirkt haben, dass der Spiriferenkalk in den drei Gebieten (Nordküste, Mount Misery, SW.—Küste) nach verschiedenen Richtungen, und zwar überwiegend vom Inneren der Insel nach aussen abfällt. Ob diese Störungen überall gleichzeitig gewesen, kann nicht sicher entschieden werden.

Übersicht der Dislokationsvorgänge der Bären Insel.

	<i>Das Flachland.</i>	<i>Mount Misery.</i>	<i>Ymers Thal.</i>	<i>Alfreds Berg.</i>
<i>Dislokationsperiode</i>	Schwache Muldenbildung an der Nordküste. (Ob posttriadisch unsicher.)	Neigung gegen NO. — — — — —	— — — — —	— — — — — Neigung gegen W. (Ob posttriadisch unsicher.)
Ablagerung der Trias.				
» des jüng.				
Obercarbon.				
<i>Dislokationsperiode</i>	— — — — —	— — — — —	— — — — — Senkung des Thalbodens.	— — — — — Neigung gegen W.
Abl. des ält. Obercarbon.				
<i>Dislokationsperiode</i>	— — — — — Flexurbildung.	— — — — — Neigung gegen NO.	— — — — — Senkung des Thalbodens.	— — — — — Neigung gegen W.
Abl. des Mittelcarbon.				
» Oberdevon.				
<i>Dislokationsperiode</i> (dynamometamorphose)	— — — — —	— — — — — Neigung gegen NO.	— — — — —	— — — — — (Neigung gegen O.?)
Abl. der Hecla-hook- form.				

Wie die Tabelle S. 275 deutlich zeigt, sind in den drei Gebieten (Mount Misery, Ymers Thal, Alfreds Berg), wo wir mehrere Dislokationsgenerationen nachgewiesen haben, die Bewegungen in jedem Gebiete in den verschiedenen Zeiten gleichartig gewesen. So ist in Ymers Thal die in einer Epoche begonnene Versenkung eines Grabens in einer späteren Zeit fortgesetzt worden. In Alfreds Berg sowie in Mount Misery hat dreimal eine Neigung der Schichten stattgefunden, und zwar jedesmal nach derselben Richtung hin.

Diese Persistenz der tektonischen Schwächelinien und Bewegungsrichtungen, welche wir auf der Bären Insel in einigen Beispielen kennen gelernt haben, ist eine für die richtige Auffassung der Dynamik der Erdkruste sehr bedeutsame, aber noch nicht hinreichend berücksichtigte Erscheinung. Hoffentlich werde ich bald Gelegenheit bekommen, eine allgemeinere Besprechung dieser Frage zu liefern.

Die geologische Geschichte der Bären Insel.

(Hierzu die Tabelle S. 277.)

Abwechslungsreich und in einigen ihrer Hauptzüge sicher klaggestellt liegt uns jetzt nach der Schilderung der Stratigraphie und Tektonik die Geschichte des kleinen Erdteiles, welcher in jetzigem Zustande die Bären Insel genannt wird, vor.

Den ersten unserer Beobachtung zugänglichen Abschnitt dieser Geschichte können wir in der ältesten Schichtenserie, der Heclahookformation ablesen, deren ältester Teil zum Untersilur gehört. Das Alter der jüngeren Glieder dieser Schichtenserie ist wegen Fossilienmangels unentschieden, aber die dynamometamorphische Umwandlung der ganzen Formation hat vor dem Oberdevon stattgefunden.

Auf den schwach auferichteten und von einer tiefgreifenden Denudation durchschnittenen Heclahookschichten wurde der oberdevonische Ursasandstein, eine mächtige kohlen- und pflanzenführende Sandsteinbildung abgelagert.

Nach einer Unterbrechung in der Sedimentation, welche dem Unter-carbon entspricht, trat hier eine von SO., von dem russischen Carbonmeere sich ausdehnende Transgression ein, welche die Ablagerung der Carbonserie einleitete. Fast das gesamte Mittelcarbon besteht aus echten Litoralbildungen und Ablagerungen in sehr geringer Tiefe, überwiegend Sandsteinen mit Einlagerungen einerseits von Konglomeratschichten, andererseits von schiefrigen Gesteinen und Kalkbänken. Nur das jüngste Glied des Mittelcarbon ist eine reine Kalksteinbildung (Fusulinenkalk).

Nach der Ablagerung der mittelcarbonischen Schichtenserie wurde der Gebirgsgrund, wie oben näher geschildert, kräftig dislociert und danach einer tiefgreifenden Denudation unterworfen. Im Süden und östlich von der Flexurzone wurde das Mittelcarbon (im Süden grossenteils auch der Ursa-

sandstein) völlig vernichtet¹. Nur an dem gesunkenen Flügel der Flexurzone (W. von der Linie Ella-See—Nordhafen) ist das Mittelcarbon verschont geblieben.

Die Hauptstadien in der geologischen Geschichte der Bären Insel.

<i>Quartär</i>	{	— Postglaciale Abrasion und supramarine Landskulptur.
		— Lokale Vereisung.
<i>(Tertiär)</i>	{	— Prequartäre Abrasion und Landskulptur.
<i>Kreide</i>	{	Posttriadische schwache Dislokation.
<i>Jura</i>	{	? (+ Ablagerung des Jura.)
<i>Trias</i>	{	+ » der Trias.
<i>(Perm)</i>	{	— Unterbrechung in der Sedimentation.
		+ Ablagerung des jüngeren Obercarbon.
		— Zweite intracarbonische Abrasionsepoche.
		» » Dislokationsepoche.
<i>Carbon</i>	{	+ Ablagerung des älteren Obercarbon.
		— Erste intracarbonische Abrasionsepoche.
		» » Dislokationsepoche.
		+ Ablagerung des Mittelcarbon.
		— Unterbrechung in der Sedimentation (Untercarbon).
		+ Ablagerung des Oberdevon.
<i>Devon</i>	{	— Denudation der Heclahook-Formation.
		Dynamometamorphische Umwandlung der Heclahook-Formation.
<i>Silur</i>	{	+ Ablagerung der Heclahook-Formation.

() bedeutet, dass die fragliche Periode durch keine Ablagerungen vertreten ist.

—	»	Zeit vorherrschender Denudation.
	»	» » geotektonischer Bewegung.
+	»	» » Ablagerung.

Auf dem durch diesen Denudationsvorgang entblösten, sehr verschiedenaltigen Gebirgsgrund wurde das ältere Obercarbon abgesetzt. Die Natur dieses Formationsgliedes, dessen obere Abteilung eine reine Kalksteinbildung ist, macht es meiner Ansicht nach sehr wahrscheinlich, dass es über das ganze Gebiet abgelagert wurde, in welchem Falle das Fehlen desselben unter dem Spiriferenkalke an der Nordküste und in Mount Misery auf Denudation zurückzuführen ist.

Nach der Ablagerung des älteren Obercarbon hat in Ymers Thal und Alfreds Berg eine schwache Fortsetzung der Bewegungen der früheren

¹ Es liegt zwar kein direkter Beweis dafür vor, dass im östlichen Teile des Flachlandes und in Mount Misery das Mittelcarbon schon vor der Ablagerung des älteren Obercarbon, das an diesen Stellen fehlt, wegdenudiert war, aber das Fehlen des Mittelcarbon unter dem älteren Obercarbon im Süden macht dies wahrscheinlich.

Dislokationsepoche stattgefunden, und danach hat sich die oben angedeutete Denudation, welche auch in Alfreds Berg das ältere Obercarbon zum grossen Teil zerstörte, vollzogen. Dank diesem zweiten intracarbonischen Denudationsvorgang ist auch das jüngere Obercarbon auf einem sehr verschieden-altrigen Untergrund abgelagert.

Mit dem Spiriferenkalke ist auf der Bären Insel die paläozoische Schichtenfolge abgeschlossen. Die artinskische Stufe (*Productus*-führende Kieselgesteine auf Spitzbergen) sowie auch die echten Permschiefer Spitzbergens sind hier wahrscheinlich niemals abgelagert worden.

Erst mit der Trias begann wieder die Sedimentation. Die drei Triasgipfel des Mount Misery sind nur ein sehr unbedeutender Überrest der vormaligen mesozoischen Schichtendecke. Das Vorkommen des Jura sowohl im Norden (Spitzbergen, König Karls Land, wahrscheinlich auch Hopen Eiland), als im Süden (Insel Andö in Norwegen) macht es ziemlich wahrscheinlich, dass Juraschichten auch auf der Bären Insel abgelagert worden sind. Dass auch eine jüngere Schichtenserie, die Miocänformation Spitzbergens, in der Bären Insel-Gegend abgesetzt wurde, können wir nur auf Grund einer sehr unsicheren und deshalb ziemlich wertlosen Extrapolation vermuten.

In einer Zeit, die wir nur als postcarbonisch (in Mount Misery sicher posttriadisch) bezeichnen können, hat eine schwache Störung stattgefunden, die wir in allen drei Spiriferenkalkgebieten spüren können.

Nach dem Abschluss der Sedimentation begann in jungmesozoischer oder tertiärer Zeit die Ausskulptierung der jetzigen Bären Insel. Einmal, in einer Zeit, die wir nur als posttriadisch und prequartär bestimmen können, hat sich das Meer über einen grossen Teil der jetzigen Bären Insel verbreitet und die Flachebene, welche das grösste Areal der Insel einnimmt, ausgesägt. Die gesammte Natur des Flachlandes, ein ebenes Plateau, das sich ganz unmerklich landeinwärts und nach Süden erhebt und einen dislozierten und verschiedenartigen Gebirgsgrund völlig gleichförmig abschneidet, eine Ebene mit unzähligen sehr flachen Depressionen, die jetzt von kleinen Seen eingenommen sind, aber ohne jede Spur von alten Erosionsthälern, dies alles scheint mir dafür kräftig zu sprechen, dass das Flachland eine Abrasionsebene im Sinne RICHTHOFEN's ist. In die leicht zerstörbaren devonischen und carbonischen Schichten, welche das Flachland aufbauen, ist die Abrasion ziemlich schnell vorgedrungen, dagegen hat das Heclahook-massiv im Süden derselben viel kräftigeren Widerstand geleistet.

Alle die topographischen Hauptzüge der Insel, die auf übermeerische denudierende Kräfte zurückzuführen sind, wurden gewiss schon in prequartärer Zeit ausskulptiert. So sind Ymers Thal und das stellenweise canonartige Querthal des Russenflusses O. von Ymers Thal ziemlich sicher ihrem Hauptbetrag nach schon vor der Vereisung ausgegraben.

1870 machte NATHORST die bedeutsame Entdeckung von Glacial-schrammen auf der Ostküste der Bären Insel. Durch die Untersuchungen von NATHORST 1898 und von dem Verfasser 1899 ist nunmehr unter Berücksichtigung der Schrammenrichtungen und des Blocktransports konstatiert.

dass die Vereisung eine lokale mit ihrem Centrum im südlichen Teile des Flachlandes war.

Die geologischen Untersuchungen der letzten zwei Jahre sind speciell auf den Nachweis von eventuell hier vorhandenen gehobenen, postglacialen Uferwällen und Abrasionsterrassen gerichtet gewesen. Diese Arbeit ist immer erfolglos geblieben, und aus diesem negativen Zeugnis wage ich zu schliessen, dass auf der Bären Insel keine postglaciale, negative Verschiebung des Meeresniveaus stattgefunden hat. Zwischen den zwei grossen Hebungsgebieten, Spitzbergen und Fennoskandia, liegt somit eine Gegend, die in postglacialer Zeit wahrscheinlich keine Hebung erfahren hat.

Nach dem Verschwinden der Eisdecke hat die Landskulptur die kleineren Züge der jetzigen Topographie ausmodelliert. In dem heutigen Klima spielt der Frost eine bedeutsame Rolle bei der Zertrümmerung des Gebirgsgrundes. Jeden Sommer bewirkt die Schneeschmelzung eine eigenartige, langsame Gleitung der Schuttmassen die Berghalden und Thalseiten hinab bis zu den Erosionsrinnen, wo die Flüsse und Bäche die transportierende Arbeit übernehmen. Im jetzigen Niveau des Meeres arbeitet die Abrasion daran, das Areal der Insel allmählich zu vermindern, und diese Arbeit bewirkt auch eine Umgestaltung, Zerstörung und Neubildung dieser Uferabstürze, Höhlen und isolierten Felsensäulen, welche zu den grossartigsten Erscheinungen der Insel gehören.

Nachschrift.

Nachdem der stratigraphische Abschnitt dieses Aufsatzes schon dem Drucke überliefert war, habe ich (im Mai 1900) mit Akademiker TSCHERNYSCHEW in Stockholm wieder zusammengetroffen und bei dieser Gelegenheit meine Darstellung des Carbonsystemes mit ihm nochmals diskutiert.

In den meisten Fragen war er mit mir völlig einig, und ich benutze die Gelegenheit zu erwähnen, dass er die wichtigen Bestimmungen von *Spirifer supramosquensis* NIKITIN aus dem Ambiguakalke der Bären Insel und dem echten *Spirifer mosquensis* FISCHER von Spitzbergen bestätigte.

Nur in einem Punkte konnte er meine Darstellung nicht billigen. Die Fusulinenform, welche ich, teilweise durch die Arbeit Goës' beeinflusst, *Fusulina cylindrica* benannt, betrachtete er als einen nahen Verwandten der *Fus. montipara* EHRLBG. und *Camerophoria isoryncha* bestimmte er als *Cam. plicata* KUT. Nach diesen Bestimmungen bezeichnete er den Fusulinenkalk der Bären Insel als mit der Zone des *Spir. Marcoui* im Timan vergleichbar. Dieser Deutung nach ist der Fusulinenkalk mit der russischen Terminologie schon dem ältesten Obercarbon zuzurechnen. Bei Gelegenheit einer Bearbeitung der Fauna des arktischen Fusulinenkalkes hoffe ich diese Frage näher besprechen zu können.

Für alle freundlichen Mitteilungen sage ich hier Akademiker TSCHERNYSCHEW nochmals meinen herzlichen Dank.



Bemerkungen zu den Tabellen und Tafeln.

Tab. 1 entspricht einer Schichtenserie, welche gegenwärtig nirgendwo auf der Insel in kontinuierlicher Folge zu finden ist. Wie diese theoretische Schichtenfolge aus mehreren empirischen Profilen kombiniert worden ist, erhellt aus einem Vergleich mit *Pl. VIII*.

Tab. 2. Die Angaben über Obercarbon im Timan rühren teilweise von einer brieflichen Mitteilung TSCHERNYSCHEW's her.

Die Schichten mit *Spir. mosquensis* auf Spitzbergen sind nur vor- schlagsweise unter den Fusulinenkalkstein verlegt.

Pl. VIII ist insofern schematisch, als die Mächtigkeit der verschiedenen Formationsglieder in mehreren Fällen nicht näher bekannt sind. Von Alfreds Berg sind Profile vom westlichen, mittleren und östlichen Teile des Berges nebeneinander gestellt. Die entsprechenden Profilstellen 3—5 sind auf *Pl. IX* angegeben. Der vertikale Durchschnitt von Kap Dunér ist nach dem Küstenprofile durch die schwach nach W. fallenden Schichten vom Ella-See (Ursasandstein) bis Kap Dunér (Fusulinenkalk) konstruiert.

M. bedeutet Meeresniveau.

Pl. IX. Zu dem Profile *P₁* ist zu bemerken, dass in Ymers Thal ein kleiner Denudationsrest von Ursasandstein, welcher in Wirklichkeit nördlich von der Profillinie liegt, im Profile unter die Profillinie verlegt worden ist, um die Grabensenkung besser zu veranschaulichen. (Vergl. die Karte *Pl. X*, wo die ganz kleine Ursasandsteinspartie zwischen dem Russenfluss und der westlichen Bruchlinie zu finden ist.)

Pl. X. Die Grenze zwischen Ursasandstein und Mittelcarbon sowie auch die Landgrenze des Spiriferenkalkgebietes an der Nordküste sind ganz schematisch gezeichnet. Die ersterwähnte Grenze verläuft wahrscheinlich ziemlich geradlinig zwischen dem Ella-See und dem Nordhafen. Die Landgrenze des nördlichen Spiriferenkalkgebietes verläuft dagegen sehr unregelmässig, und südlich von derselben liegen zahlreiche kleine, isolierte Hügel von Spiriferenkalk auf dem Ursasandstein. Die genaue Kartierung dieses Gebietes würde eine sehr zeitraubende, aber für die Auffassung der Geologie der Insel ziemlich bedeutungslose Arbeit verlangen.

Die Schichtenfolge der Bären Insel.

Tabelle I

Trias	Karnische Stufe	Myophoriasandstein mit einer reichen Fauna: <i>Myophoria Nathorsti</i> , <i>Daonella cfr. cassiana</i> , <i>Trachyceras ursinum</i> u. s. w.
		Dunkler Schiefer mit Reihen von Thoneisensteinknollen, <i>Daonella cfr. cassiana</i> u. a. F.
	Schichten unbestimmten Alters.	" " und dünnschieferiger Sandstein mit Pflanzenresten.
		" " mit bituminösem Kalkstein, unbestimmbare Ammoniten(?) enthaltend.
Lücke.		
Carbon	Obercarbon.	Jüngeres { Spiriferenkalk mit einer mächtigen Sandsteinbank: <i>Spirifer Keilhaavi</i> , <i>Productus uralicus</i> , <i>P. timanicus</i> , <i>Rhynchopora Nikitini</i> .
		Diskordanz
		Älteres { Cora-Kalk: <i>Prod. cora</i> , <i>boliviensis</i> , <i>Humboldtii</i> , <i>Koninckianus</i> , <i>Spiriferina Sarauae</i> , <i>Reticularia lineata</i> .
	Mittelcarbon.	Sandstein mit Bänken von Korallenkalk: <i>Petalaxis</i> sp., <i>Lithostroton</i> sp., <i>Syringopora</i> sp.
		Diskordanz
		Fusulinenkalkstein: <i>Fusulina cylindrica</i> , <i>Camerophoria isoryncha</i> , <i>Syringopora ramulosa</i> (?). Gelber Sandstein ohne Fossilien. Roter Sandstein mit Kalkbänken (<i>Ambiguakalk</i>): <i>Athyris ambigua</i> , <i>Spirifer supramosquensis</i> , <i>Prod. corrugatus</i> .
Devon	Oberdevon.	mit Steinkohlenflötzen und in Verbindung mit diesen dunklen Schiefen und dünnen Schichten Ursasandstein von Thoneisenstein: <i>Archæopteris hibernica</i> , <i>A. fimbriata</i> , <i>Bolhodendron kiltorkense</i> , <i>Pseudobornia ursina</i> . In den untersten? Schichten <i>Holoptychius</i> .
		Diskordanz
Silur (=Heclahook?)	Schichten unbestimmten Alters	Schiefer, graue, rote und dunkle Schiefer mit Schichten von Quarzit. Dolomit und Sandstein, graue und rote Dolomite und hellgrauer quarzitischer Sandstein.

	Spitzbergen nach Nordenskiöld, Nathorst und Tschernyschew	Bären Insel	Timan nach Tschernyschew	Ural nach Tschernyschew
Permocarbon	<i>Productus</i> -führende Kieselgesteine	Fehlt oder ↑ Spiriferenkalk	Artinskische Stufe	Artinskische Stufe
Obercarbon	Spiriferenkalk Cyathophyllumkalk	Kalkstein mit <i>Prod. cora</i> Korallensandstein	Schwagerinenkalk <i>Cora</i> -Schichten Korallenkalk m. <i>Pet. timanica</i> Kalkstein m. <i>Spir. Marconi</i>	Schwagerinenkalk <i>Cora</i> -Horizont Korallenkalk m. <i>Pet. timanica</i>
Mittelcarbon	Fusulinenkalkstein mit <i>Fus. cylindrica</i> Schichten mit <i>Spir. mosquensis</i>	Fusulinenkalkstein mit <i>Fus. cylindrica</i> Sandstein ohne Fossilien Sandstein mit Ambiguakalk	Kalk mit <i>Spir. mosquensis</i>	Kalk mit <i>Fus. cylindrica</i> und <i>Spir. mosquensis</i>
Untercarbon	Pflanzenführende Schichten	Fehlt	Fehlt	Kalk mit <i>Prod. striatus</i> » » » <i>giganteus</i> Pflanzenführende Sandsteine und Thone Kalk mit <i>Prod. mesolobus</i>
Liegendes	»Heclahook«, Oberdevon	Oberdevon	Oberdevon	Oberdevon

The Students' Association of Natural Science. Upsala.

Geological and Physico-Geographical Division.

Meeting, January 27th 1899.

The following officers were appointed,

for the term: C. A. FORSBERG, Secretary.

A. GAVELIN, }
E. WRETLIND, } Reporters.

for the year: C. WIMAN, Redaktor.

Mr P. J. HOLMQVIST gave an account of his researches of the rocks of Rödö (See Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, Nr. 181).

Meeting, February 10th 1899.

Mr J. G. ANDERSSON gave a résumé of RAMSAY: Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit.

Mr A. GAVELIN gave a résumé of Duparc & Mrazec: Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc.

Meeting, February 25th 1899.

Mr O. NORDENSKJÖLD gave an account of the Pampas formation (See Geol. Fören. Förhandl. XXII, 3, 1900).

Meeting, March 10th 1899.

Mr R. OTTERBORG gave some geological notes of the valley of Klar-elfven in Vermland.

Mr A. HOLLENDER made some remarks on A. G. HÖGBOM: Om urkalkstenarnes topografi och den glaciala erosionen (Geol. Fören. Förhandl.

XXI, 2, 1899) which gave rise to a short discussion between Messrs HÖGBOM and HOLLENDER.

Meeting, March 24th 1899.

Mr E. HENNING spoke on the occurrence of »ortsten», a sand deposit cemented by humus-acids, in Skåne.

Mr A. G. HÖGBOM showed a granophyric pegmatite from Japan without quartz but with holes in the feldspar in its place.

Meeting, April 7th 1899.

Mr O. NORDENSKJÖLD spoke on the geology of the Yukon Territory showing the results of his expedition to the gold-fields in the Klondike district during the summer of 1898.

Mr A. HOLLENDER spoke on his latest studies of ancient Swedish glacial lakes and ice-rivers (See Geol. Fören. Förhandl. XXI, 4, 1899).

Meeting, April 21st 1899.

Mr HÖGBOM showed some boulders found on the Upsala-ås with pseudomorphous minerals such as laumontite and kaolin.

Meeting, May 12th 1899.

Mr A. HENNING read a paper on the apophyllite of Sulitelma (See Geol. Fören. Förhandl. XXI, 5, 1899.)

Mr A. HOLLENDER spoke on the secular changes of level in the environs of the lake Mälär.

Meeting, September 23rd 1899.

Officers were appointed:

C. A. FORSBERG, Secretary,

A. GAVELIN, }
E. WRET Lind, } Reporters.

Mr E. LÖNNBERG spoke on the Caspian Sea and its fauna giving especially some data referring to the connection between the Caspian Sea and the Arctic Ocean as a road for immigration of arctic forms into the former.

Meeting, October 13th 1899.

Mr SERNANDER spoke on the age of the pine (*Picea Abies*) in the Finnish flora (See Geol. Fören. Förhandl. XXI, 6, 1899).

Mr HOLMQVIST showed some samples of marble being parts of a table plate from the steamer »Södra Sverige» sunk out of Dalarö. During nineteen months this marble had been exposed to the dissolving action of sea water at a depth of 55 metres. Notwithstanding the length of the time the marble showed but small traces of chemical corrosion. This corrosion can easily be measured, the original polish being almost perfectly kept on the veins of white coarse limestone, when the mass of dense dark limestone is dissolved to a depth of about 0.1 millimetres.

Meeting, November 3rd 1899.

Mr HÖGBOM spoke on the rocks of the Skellefteå district, of which an account will be given in the next number of this Bulletin.

Meeting, November 24th 1899.

Mr A. HOLLENDER as a continuation of his lecture of May 12th as preliminary results of his researches stated that, at the time when the first sure traces are to be found of men living on the sea shore and using stoneaxes without handleholes, the level of the sea was

at Krylbo	80 m.
» Vingåker	50 »
» Ryssby	5--10 »
» Strömstad	40 »

those figures giving the amount of the change of level since the time when those tools were used.

Mr K. AHLENIUS gave an account of his measures of depth and temperature of lakes in Lappland (Hornafvan, Saggat a. o.).

Mr G. DE GEER read a paper on the gneiss district of southwest Sweden. (See Geol. Fören. Förhandl. XXI, 7, 1899. De Geer, om algonkisk bergveckning inom Fennoskandias randzon.) The lecture gave rise to a lively discussion between Messrs HÖGBOM, NORDENSKJÖLD, SERNANDER, WIMAN, HOLMQVIST, J. G. ANDERSSON, C. SÖDERSTRÖM and the lecturer.

Meeting, December 1st 1899.

Mr C. WIMAN read a paper on »Præcambrian topography.»

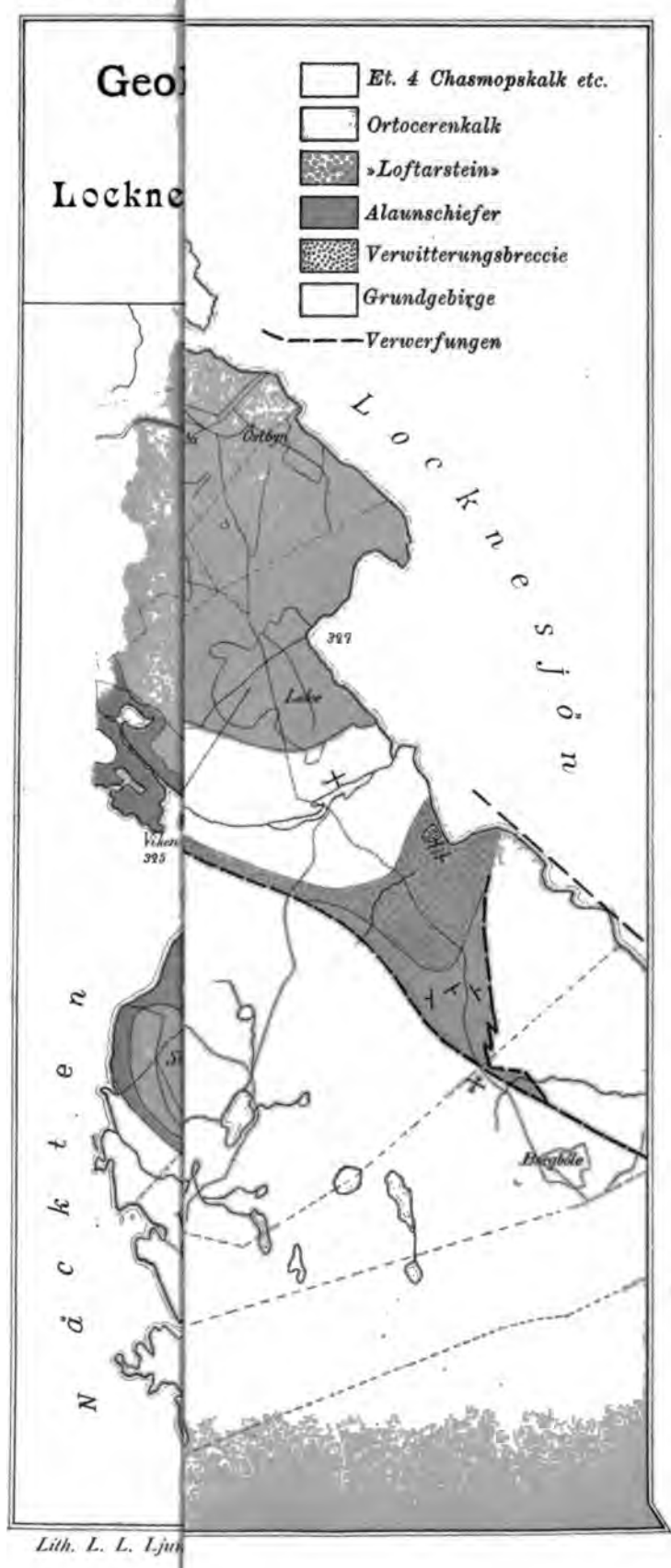
Mr E. NORDENSKJÖLD spoke on his explorations in southwest Patagonia especially of the caves in Last Hope Inlet, where he had found remains of *Glossotherium Darwini* a. o. (See Kgl. Vet Akad. Handl. XXXIII, 3, 1900).

Meeting, on December 15th 1899.

Mr R. SERNANDER spoke of an archæological finding in a peat bog in Markim in Upland. The lecturer had found a earthen pot lying in a fresh-watermud with *Nuphar*, *Potamogeton*, *Phryganides* a. o. at a depth of 1 metre (8 metres above the sea).

Mr A. HOLLENDER read a paper on the valley of Klarelfven (See *Geol. Fören. Förhandl.* XXII, 4, 1900).







Th. Ekblom del.

A. G. Nathorst. Oberdevonische Flora der Bären Insel.



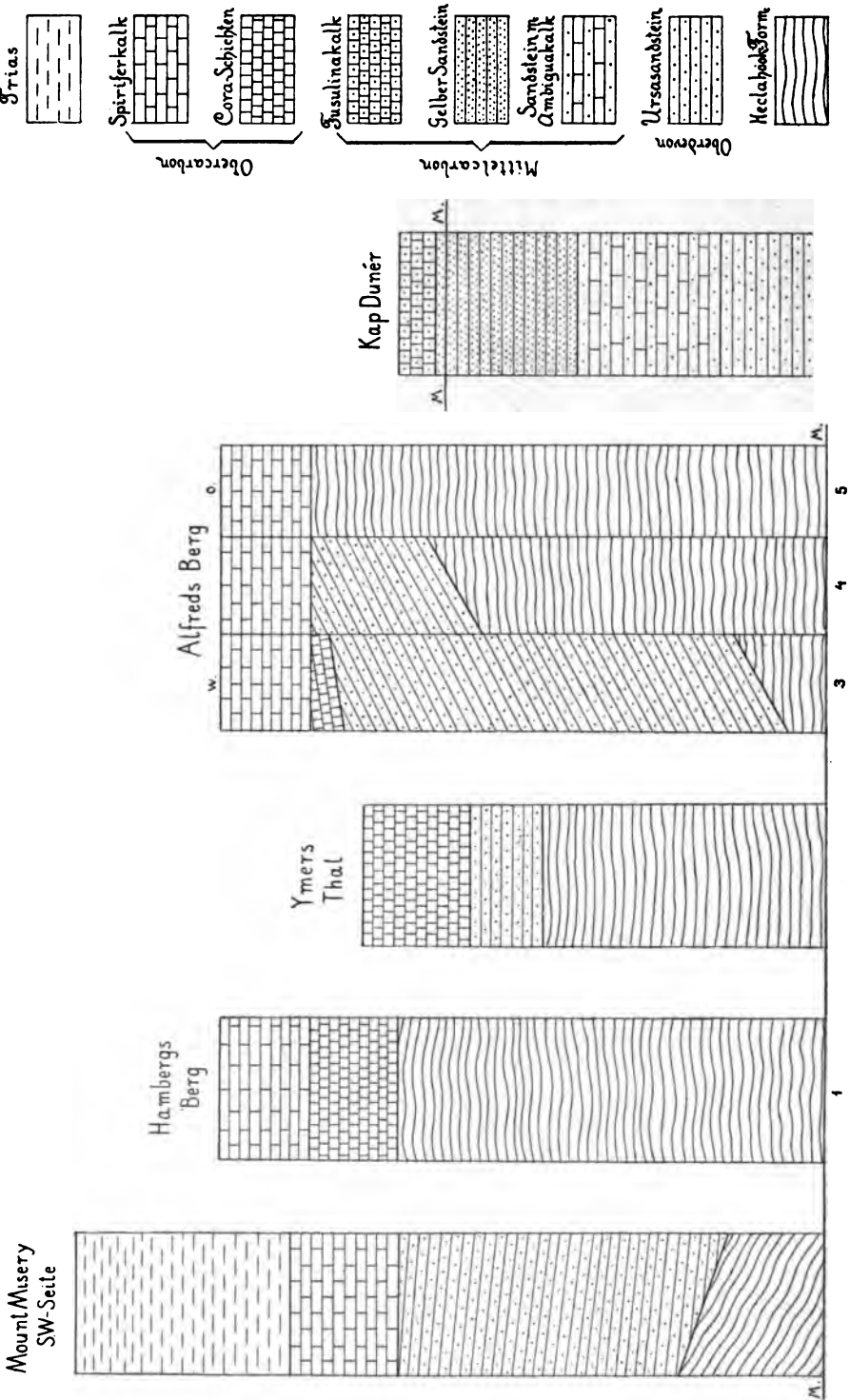
Th. Ekblom del.

A. G. Nathorst. Oberdevonische Flora der Bären Insel.

6.

(Die entsprechenden Profilstellen 1-5 auf Pl. IX angeben).

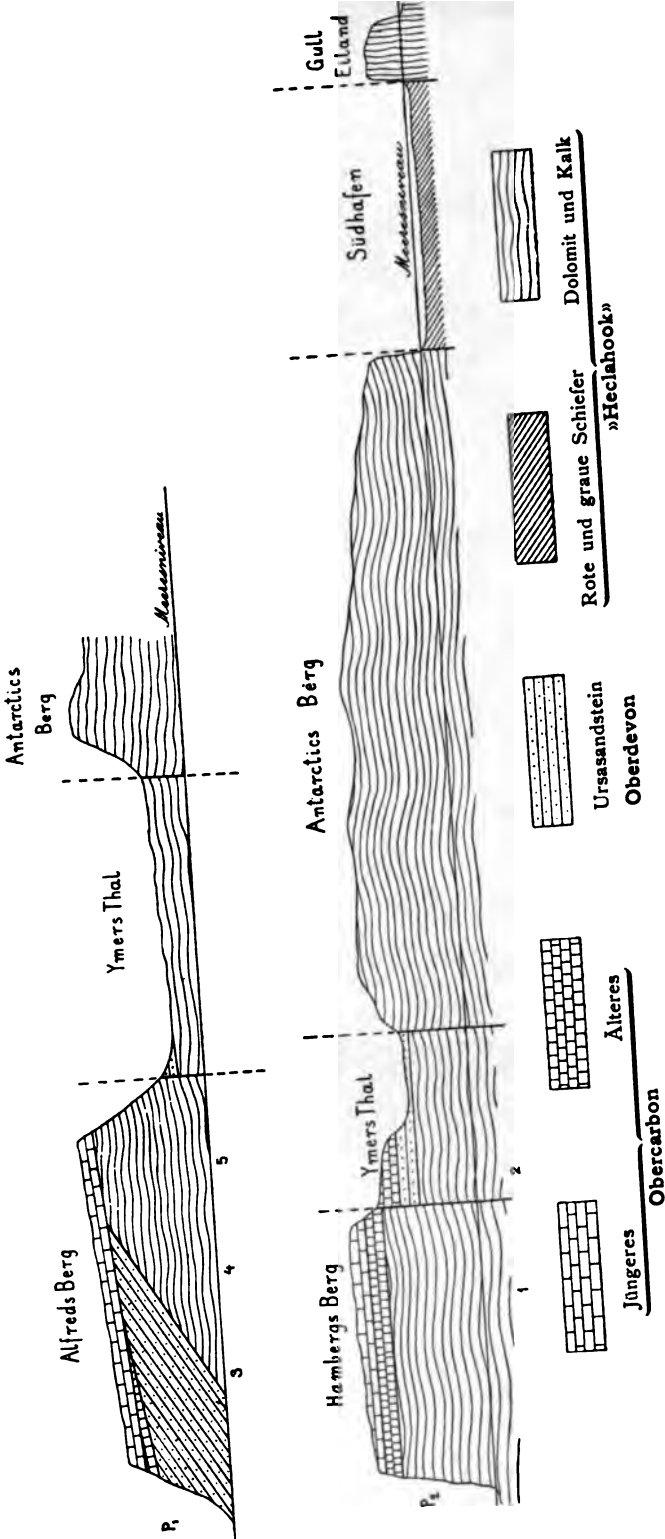
Schematische Profile durch die Schichtenfolge in verschiedenen Teilen der Bären Insel.

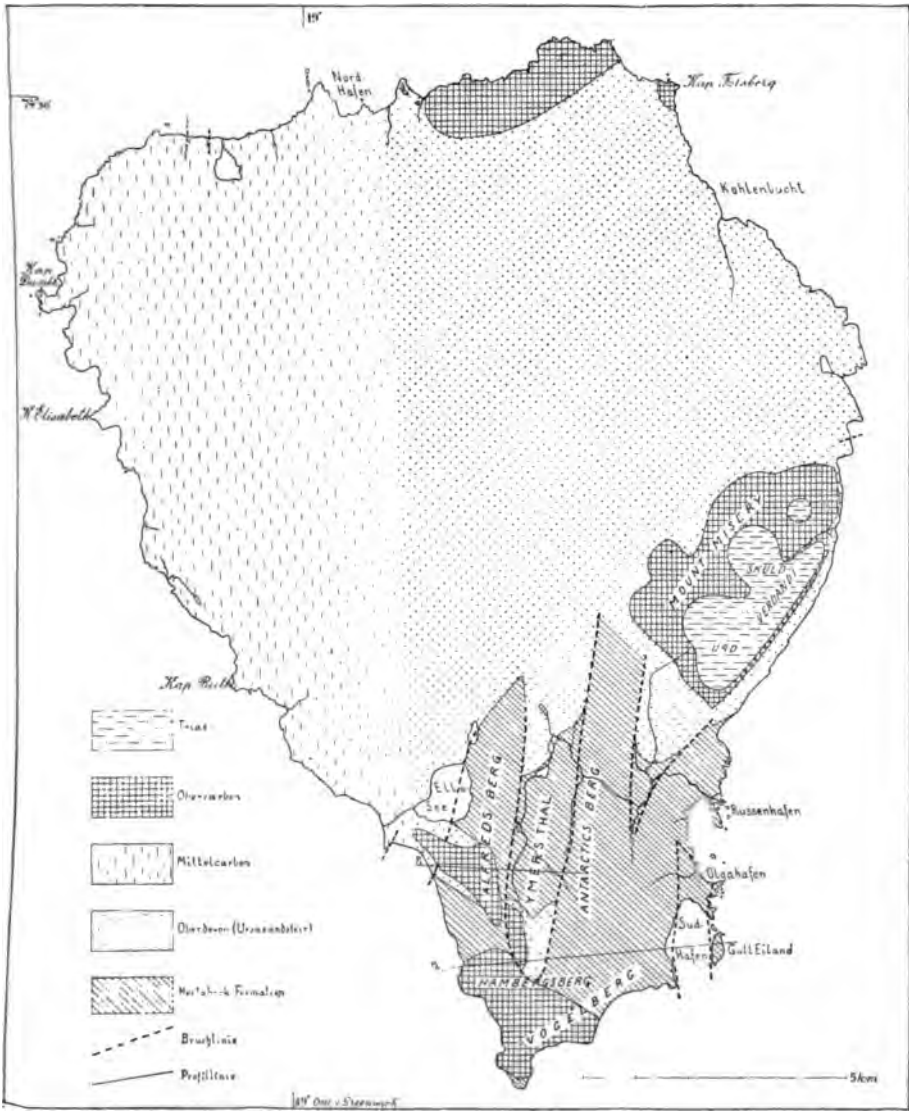


(Die entsprechenden Profilstellen 1-5 auf Pl. IX angegeben).



Zwei Querprofile im südlichen Teil der Bären Insel.
(Die entsprechenden Profilinien P₁ und P₂ auf der Karte, Pl. X, angegeben.)
Höhen- und Längensstab 1 : 25000.



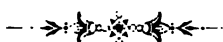


Geologische Kartenskizze über die Bären Insel.

Auf der topographischen Grundlage der »Antarctic«-Expedition 1898,
von J. G. ANDERSSON 1899 aufgenommen.
Gezeichnet von C. A. FORSBERG.

Contents of No. 8.

	Page
7. Eine untersilurische Litoralfacies bei Locknesjön in Jemtland, von Carl Wiman. (Map.)	133
8. Über die oberdevonische Flora (die »Ursaflora«) der Bären Insel, von A. G. Nathorst. (Plate V and VI.)	152
9. Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten, von Otto Nordenskjöld. (Plate VII.)	157
10. A chemical investigation of some minerals from Lille Arøe and Øvre Arøe in the firth of Langesund, by Hj. Sjögren	227
11. On the glacial lakes in the upper part of the Ume-river-valley, by Axel Gavelin. (Map.)	231
12. Über die Stratigraphie und Tektonik der Bären Insel, von Joh. Gunnar Andersson. (Plates VIII—X.)	243
The Students' Association of Natural Science, Upsala. Geological and Physico-Geographical division	283



N. B. Publications sent in exchange for the Bulletin are to be addressed »the
R. University Library (for the Geological Institution)«, Upsala.
In all exchange matters, please correspond with the Chief Librarian of
the University.









